



MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE

(Département de la Guadeloupe, Petites Antilles)

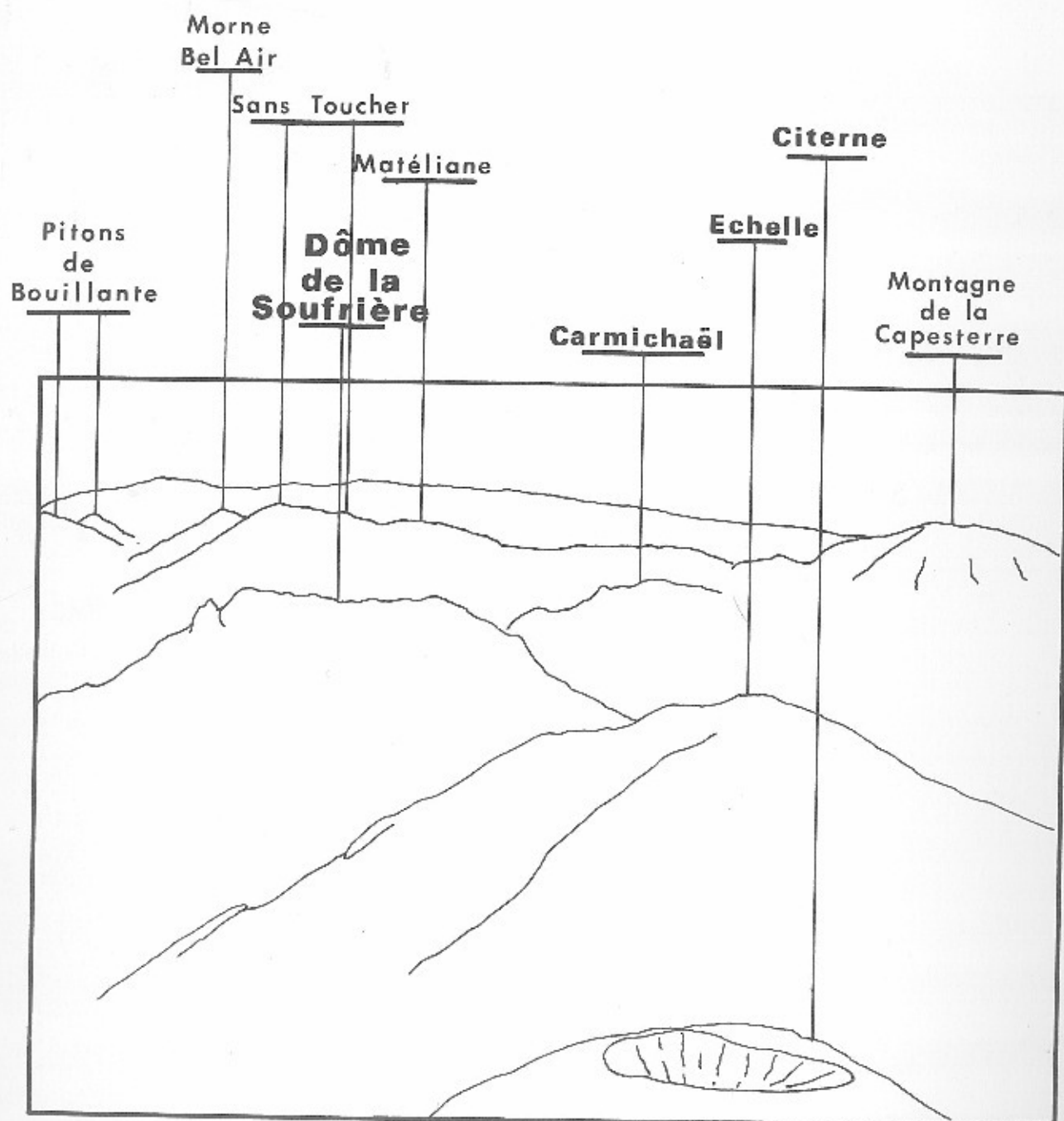


Schéma de localisation

Légende de la photo de couverture
 Vue aérienne de la partie sommitale du
 massif de la Soufrière.
 (Photo M. Semat - 1979).

Notice explicative

de la

CARTE GÉOLOGIQUE A 1/20 000^e

DU

MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE

(Département de la Guadeloupe, Petites Antilles)

par

Georges BOUDON (1), Jacques DAGAIN (2),
Michel P. SEMET (3) et Denis WESTERCAMP (2)

avec la collaboration de : Alain BARAT (2), Philippe BOUYASSE (2), et Michel FEUILLARD (4)

- (1) Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire Volcanologique de la Montagne Pelée, Fonds-St-Denis, 97250 SAINT-PIERRE, Martinique.
- (2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Service Géologique National, BP 6009, 45060 ORLÉANS CEDEX, France.
- (3) Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoires Volcanologiques et Université Pierre et Marie Curie (UER 63), Laboratoire de Géochimie Comparée et Systématique (UA 04196, CNRS), 4 place Jussieu, 75252 PARIS CEDEX 05, France.
- (4) Institut de Physique du Globe de Paris, Observatoire Volcanologique de la Soufrière, Le Parnasse, 97120 SAINT-CLAUDE, Guadeloupe.

SOMMAIRE

	Pages
• LISTE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEUX	4
• AVANT-PROPOS	5
• COLLABORATIONS	5
• FINANCEMENT	5
• PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE	7
• AVERTISSEMENT	7
• CHAMPS D'APPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE	7
• APPORT A LA CONNAISSANCE DU VOLCANISME	7
• APPORT A L'APPRÉHENSION DU RISQUE VOLCANIQUE	7
• APPORT A LA RECHERCHE GÉOTHERMIQUE	8
• APPORT A LA RECHERCHE ET A L'EXPLOITATION DES SOURCES THERMALES ET DES SOURCES D'EAU DE TABLE	9
• APPORT A LA RECHERCHE DE MATÉRIAUX ET DE MINÉRAUX INDUSTRIELS	9
• LES VOLCANS VIVANTS DES PETITES ANTILLES	9
• VOLCAN ACTIF, VOLCAN VIVANT : L'ÉCHELLE DES TEMPS DE REPOS	9
• LA LIGNE DES VOLCANS ANTILLAIS VIVANTS	11
• SITUATION GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE	13
• L'ARC INSULAIRE DES PETITES ANTILLES	13
• LA PANGÉE ET LA DÉRIVE DES CONTINENTS : ORIGINE DES ARCS DES PETITES ANTILLES	13
• APERÇU SUR LA PÉTROLOGIE ET LA MAGMATOLOGIE DU MASSIF DE LA SOUFRIÈRE	14
• LE MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE	16
• ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE	16
• DÉFINITIONS ET HYPOTHÈSES	16
• DESCRIPTION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES	18
– Le substratum	18
– (X1) Le volcanisme de la Chaîne Axiale	18
– (X2) Le volcanisme des Monts Caraïbes	18
– (X3) Le volcanisme de la Chaîne de Bouillante	18
– (HX3) Phases explosives dont l'origine est inconnue ou douteuse	18
– (PX3, HX3) L'épisode explosif de l'Anse des Pères	19
– (GM1 à GM5) L'ensemble effusif de Trols-Rivières	19
– (G1 à G3) La phase Grande Découverte s.s.	19
– (PG4, HG4) L'épisode plinien de Pintade	20
– (G5, G6) L'épisode Carmichaël	20
– (PGM, NGM) L'ensemble des dépôts pyroclastiques du Grand Carbet	20
– La phase Madeleine stricto sensu	20
– (HM3) Les produits hydromagmatiques du Galion	20
– (M1 à M7, PM7) Phases effusives de la Madeleine s.s.	22
– (DbG7) L'effondrement sectoriel de la Grande Découverte – Éruption de type Bandai-san de 11500 BP	22
– (LhG8, NS1, NS2, et LhS2) L'activité volcanique pré-3100 BP	23
• – (DbS3) L'éruption cataclysmale de type Mount Saint-Helens de 3100 BP	23
• – (NS4, S4) L'épisode Amic	26
• – (LhS5) Lahars phréatiques	26
• – (LhS6, PS6) Les cônes stromboliens de l'Échelle et de la Citerne	26
• – (NS7, PS8, NS8, S8), Les éruptions de la Soufrière s.s.	26
• – Éruptions phréatiques préhistoriques	27

	Pages
● LES ÉRUPTIONS PHRÉATIQUES HISTORIQUES	29
● LES XVII^e et XVIII^e SIÈCLES	29
● L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE DE 1797-98	29
● L'ACTIVITÉ PHRÉATIQUE DU XIX^e SIÈCLE	30
● L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE DE 1836-38	30
● L'ACTIVITÉ PHRÉATIQUE DU XX^e SIÈCLE	30
● L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE D'OCTOBRE 1956	31
● LA CRISE ÉRUPTIVE DE 1975-77	31
● MÉCANISME DES ÉRUPTIONS PHRÉATIQUES	32
● LA SISMICITÉ DE LA SOUFRIÈRE ET LE CONTEXTE TECTONIQUE DE LA GUADELOUPE	33
● LE RÉSEAU SISMOLOGIQUE DE LA GUADELOUPE ET DE SA RÉGION	34
● SISMICITÉ DU MASSIF DE LA SOUFRIÈRE	34
● CONTEXTE TECTONIQUE RÉGIONAL	35
● SOURCES THERMALES	35
● PETIT LEXIQUE VOLCANOLOGIQUE	36
● POUR EN SAVOIR PLUS (Bibliographie sommaire)	37
● ANNEXE 1	40
● TECHNIQUES DE DATATION : LES CHRONOMÈTRES RADIOACTIFS	40
● LA MÉTHODE DU ¹⁴C	40
● LA MÉTHODE K/AR (POTASSIUM/ARGON)	40
● LA THERMOLUMINESCENCE	41
● ANNEXE 2 – DATATIONS ¹⁴C POUR LE MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE	41

LISTE DES ILLUSTRATIONS ET TABLEAUX

- Première couverture . Photographie aérienne de la partie sommitale du Massif de la Soufrière.	Pages
- Deuxième couverture . Schéma de localisation et légende de la photographie de première couverture.	
- Quatrième couverture . Photographie de l'activité phréatique de 1976.	
- Figure 1 - Histogramme des datations par la méthode du ¹⁴ C.....	7
- Figure 2 - Cartographie des risques liés aux éruptions phréatiques mineures.....	8
- Figure 3 - Localisation des volcans vivants des Petites Antilles.....	10
- Figure 4 - Subduction de la croûte océanique atlantique sous les Petites Antilles.....	12
- Figure 5 - Grandes étapes de l'évolution géodynamique des Petites Antilles.....	13-14
- Figure 6 - Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques quaternaires du sud de la Basse-Terre.....	14-15
- Figure 7 - Schéma montrant les étapes de l'évolution des parties sommitales du Massif de la Soufrière.....	7
- Figure 8 - Coupe stratigraphique des dépôts volcaniques de l'estuaire du Grand Carbet.....	21
- Figure 9A - Coupes stratigraphiques des dépôts de blast de l'éruption de 3100 BP.....	23
- Figure 9B - Photographie des dépôts de blast de l'éruption de 3100 BP.....	24
- Figure 9C - Photographie aérienne des cratères du Carmichaël et Amic et du dôme de la Soufrière.....	24
- Figure 9D - Répartition des dépôts de blast et de coulée de débris de l'éruption de 3100 BP.....	25
- Figure 9E - Schéma du déroulement de l'éruption du 18 mai 1980 du Mount Saint Helens, U.S.A.....	25
- Figure 10 - Illustration schématique du scénario de l'éruption de 1440 AD.....	27
- Figure 11 - Carte illustrant l'activité phréatique historique.....	28
- Figure 12 - Histogramme des séismes associés à la crise éruptive de 1975-77.....	31
- Figure 13 - Répartition des séismes détectés par les réseaux de la Guadeloupe.....	33
- Figure 14 - Implantation des réseaux sismologiques en Guadeloupe et dans sa région. Histogramme de la sismicité de 1970 à 1987.....	34
- Tableau 1 - Propriétés physiques et chimiques des sources thermales.....	35

Le 8 juillet 1976, après un an d'activité sismique anormale, la Soufrière de Guadeloupe débutait, par une explosion spectaculaire de cendres et de gaz riches en vapeur d'eau, ce qui a sans doute été sa plus importante éruption phréatique historique.

Le manque de données géologiques sur l'activité volcanique 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, et à l'évaluation et au zonage des risques encourus par les personnes et les biens. Le **Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)** et le **Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS)** décidèrent qu'une étude détaillée de l'histoire volcanologique du **Massif de la Soufrière** devait rapidement être entreprise. Les travaux nécessaires à la réalisation de cet objectif s'organisèrent, pour le premier organisme, dans le cadre d'un programme général d'appréhension des **risques volcaniques**, financé par la **Direction de la Sécurité Civile** de Paris (DSC), et, pour le second, par les initiatives du **Programme Interdisciplinaire de Recherche sur la Prévision et la Surveillance des Éruptions Volcaniques (PIRSEV / CNRS)**, nouvellement créé. En outre, l'**Institut National des Sciences de l'Univers (INSU/CNRS)** confiait à l'**Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP)** la mission d'augmenter de manière notable ses moyens de surveillance et d'investigation des éruptions volcaniques aux Antilles et à la Réunion. Ainsi par ces deux biais, le CNRS incitait-il ses chercheurs et ceux des Universités à intensifier leur effort de connaissance des volcans.

Les moyens affectés à la réalisation de cet objectif en Guadeloupe, ont permis de soutenir financièrement des campagnes de levés géologiques (au total environ 4 chercheurs-an dans la période de 1976 - 1986) et de développer, parallèlement, les travaux de laboratoire en pétrologie-géochimie, géochronologie et stratigraphie indispensables à l'interprétation des levés de terrain (4 bourses de thèse de 3^e cycle et le soutien financier des travaux de laboratoire).

La présente carte géologique du massif de la Soufrière est l'un des résultats importants de cet effort collectif.

De prime abord, la nature volcanique du Massif de la Soufrière ressort bien de la carte géologique. Les aplats de couleur, rayonnant à partir du sommet du massif sont, en effet, typiques de la géologie des volcans où les produits d'éruptions successives se superposent et s'enchevêtrent à partir d'une zone centrale cratérique. Une rapide comparaison avec la carte géologique de la Montagne Pelée - l'autre grand volcan actif des Antilles Françaises - montre que le Massif de la Soufrière de Guadeloupe est caractérisé par l'abondance d'épaisse coulées de lave et de dômes ainsi que par de nombreux centres éruptifs éparpillés sur plus de 200 km². Cette diversité se retrouverait pour nombre de volcans quaternaires antillais. Ils sont cependant tous situés le long d'une même structure géodynamique, l'**arc insulaire des Petites Antilles**. Ceci montre bien que chaque volcan a un comportement éruptif qui lui est propre, les découvertes faites sur l'un ne s'appliquant pas en détail à l'autre. L'histoire passée de chaque volcan est donc déterminante dans la supputation de son avenir.

Ce texte veut s'adresser à un large public. Les non-spécialistes trouveront en fin d'ouvrage, un petit lexique volcanologique qui devrait les aider à mieux saisir l'histoire d'un grand volcan telle qu'elle est exposée dans la nature et la répartition des produits qu'il a émis au cours de millénaires. Cette notice donnera un aperçu sur le **contexte géodynamique** de cette région du monde et présentera succinctement les autres **grands ensembles volcaniques de la Basse-Terre de Guadeloupe**.

Des données scientifiques et des discussions plus spécialisées concerneront la **minéralogie** et la **pétrologie** des laves, les **dynamismes éruptifs** relatifs aux grands cataclysmes passés et l'**évaluation et le**

zonage des risques volcaniques futurs. Les professionnels des sciences de la terre (professeurs, chercheurs, ingénieurs,...) et les représentants de l'administration (Sécurité civile, par exemple) y trouveront l'essentiel des résultats accumulés en une dizaine d'années ainsi qu'une bibliographie d'ouvrages spécialisés.

Le Massif de la Soufrière a été le témoin au cours de son développement volcanique et encore dans les siècles récents, d'éruptions importantes. Souvenons nous que des centres de population importants se trouvent directement dans la « zone d'influence » du volcan. C'est le cas de la ville de Basse-Terre, préfecture du département de la Guadeloupe, qui s'est développée au pied même du Massif de la Soufrière et comptait, en 1982, 13 656 habitants et de Saint-Claude (8 843 habitants), Bailif (5 612 habitants), Gourbeyre (6 399 habitants), Trois-rivières (8 094 habitants), et, dans une moindre mesure de Capesterre (17 472 habitants) et de Vieux-Habitants (7 445 habitants).

Ces villes, comptant au total près de **70 000 habitants**, les cultures et développements industriels attenants, sont tous situés dans une zone qui pourrait a priori être directement concernée par une reprise d'activité volcanique.

Le lecteur se rendra compte que bien des points de l'évolution volcanologique du Massif de la Soufrière restent encore obscurs ou controversés, la carte et sa notice ayant été composées sur support informatique, les données qui restent à acquérir dans les années futures pourront aisément permettre des éditions révisées.

Collaborations

La préparation de la maquette de la carte géologique et de sa notice a été essentiellement réalisée par les auteurs directs cités en couverture. Nous tenons cependant à mentionner avec gratitude les personnes et organismes suivants qui ont apporté des contributions scientifiques importantes à la réalisation de ces documents.

- Pierre M. VINCENT, du Centre de Recherches Volcanologiques, Université de Clermont-Ferrand II, qui a souvent été l'inspirateur d'idées nouvelles et a largement participé aux levés de terrain visant à les vérifier,
- Hélène PASCALINE et Jean Jacques JEREMIE de l'Université des Antilles et de la Guyane, pour leurs contributions en pétrologie et en géochronologie,
- Françoise BLANC et Nicole VATIN-PERIGNON de l'Institut Dolomieu, Université de Grenoble I, en pétrologie, géochronologie, téphrostratigraphie et levés de terrain,
- Nicole GSTALTER, Nicole METRICH, Robert CLOCCHIATTI et Jean-Louis JORON du Groupe des Sciences de la Terre, Laboratoire Pierre SUE (CNRS/CEA), Centre d'Études Nucléaires de Saclay, en pétrologie et téphrostratigraphie,
- Martine PATERNE et ses collègues du Centre des Faibles Radioactivités (CNRS/CEA), Domaine du CNRS, Gif-sur-Yvette, en géochronologie,
- Christian LEFEVRE et Philippe COCUSSE de l'Université de Lille, en pétrologie,
- Les équipes de la Compagnie Française pour le Développement de la Géothermie et des Énergies Nouvelles et celles de l'Observatoire Volcanologique de la Soufrière, sous forme de soutien logistique.

Financement

L'édition de la carte géologique du Massif volcanique de la Soufrière et de sa notice explicative a été financée conjointement par la Délégation aux Risques Majeurs, le Centre National de la Recherche Scientifique (INSU et programme PIRSEV), l'Institut de Physique du Globe de Paris et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA CARTE

AVERTISSEMENT

C'est le fond topographique à 1/20 000^e de l'Institut Géographique National (IGN) qui a servi de support pour les levés sur le terrain et le report des observations.

Les couvertures de photographies aériennes IGN à environ 1/50 000^e de 1951 et à environ 1/20 000^e de 1982-1984, ont été utilisées pour l'interprétation et l'extrapolation des données de terrain.

L'établissement de l'histoire volcanologique du Massif de la Soufrière s'est avéré être plus ardu qu'à la Montagne Pelée. Deux facteurs essentiels différencient en effet le volcanisme récent du sud 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 ¹⁴C (voir Annexe 1), 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 outre, une part importante de la mise en place du massif s'est effectuée entre 150 000 et 40 000 ans avant l'Actuel, une période particulièrement mal desservie par les techniques classiques de datation radiométrique telles que le ¹⁴C et le K/Ar (voir Annexe 1).

Ceci dit, l'âge ¹⁴C de plus de 70 échantillons de bois fossile (bois carbonisés ou « frais », c.a.d. non-carbonisés) a pu être déterminé (fig. 1). On admet généralement que les formations qui contiennent ces bois ont le même âge qu'eux.

Pour rendre la carte plus lisible, seuls les dépôts particulièrement épais ou significatifs de retombées de cendres et de lapilli ont été visualisés par des aplats de couleur. Le figuré des dépôts dont les affleurements sont dispersés a été remplacé par des courbes isopaques ou par des limites d'affleurement. La carte géologique ainsi dessinée montre donc essentiellement la succession et la distribution des roches dont la mise en place se fait par écoulement : coulées de lave massive (et dômes), coulées de boue, coulées de débris et coulées pyroclastiques.

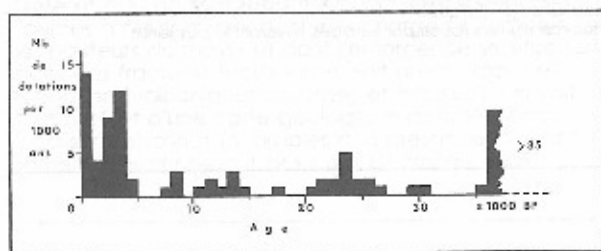


Fig. 1. Histogramme des datations par la méthode du ¹⁴C. La concentration du nombre des datations en essais reflète partiellement les hiatus de l'activité volcanique. Il faut en effet tenir compte des nombreux épisodes effusifs non datés ainsi que du fait que certains épisodes sont sur-échantillonnés.

L'âge du début de l'activité du Massif de la Soufrière aussi bien que le type d'activité volcanique qui a présidé à sa naissance ne sont connus, ni l'un, ni l'autre, avec précision. Les opinions parmi les auteurs mêmes de la carte divergent quant à l'appartenance des **ponces dacitiques à quartz** décrites pour la première fois à l'**Anse des Pères** (Commune de Trois-Rivières), au volcanisme du massif. Ces ponces ont été datées à 0,140 Ma (un faciès équivalent à Mont d'Or, au nord du Matouba, à 0,108 Ma). Leur zone d'affleurement suggère une vaste extension originelle. De plus Jacques DAGAIN et Denis WESTERCAMP y rattachent les argiles à quartz très bien représentées dans le sud guadeloupéen.

Les auteurs se sont accordés à choisir conventionnellement les dépôts temporellement équivalents aux ponces de l'Anse des Pères comme formant le **top stratigraphique** du **substratum** du massif. Il appartiendra à de futurs travaux de vérifier le bien-fondé de cette convention.

CHAMPS D'APPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE

Apport à la connaissance du volcanisme

La cartographie géologique à petite échelle d'un volcan, correspond à la réalisation d'un support descriptif détaillé des produits des éruptions successives de ce volcan depuis sa naissance. Elle constitue une véritable carte d'identité propre à chacun d'eux.

La carte contient cependant toujours (idéalement, le moins possible), des extrapolations et des hypothèses ; chaque mètre carré de terrain d'une région qui en compte 200 millions, ne pouvant être visité par le géologue, surtout en terrain accidenté et sous climat tropical comme c'est le cas en Guadeloupe !

La carte géologique présentée ici, est un tel document pour le Massif de la Soufrière qui compte plusieurs volcans. C'est à partir d'une telle carte que la comparaison avec celle d'un autre volcan, lorsqu'un document équivalent existe, devient significative. On a, par exemple, souvent assimilé, par le passé, la **Soufrière de Guadeloupe** à la **Montagne Pelée de Martinique**. Un examen rapide des deux cartes montre que ces deux volcans, hormis leur proximité géographique et un contexte régional similaire, ont eu une activité volcanique notablement différente. A l'inverse, l'étude très complète de l'éruption du **18 mai 1980 du Mont St Helens**, volcan du nord-ouest des États-Unis et donc éloigné des Petites Antilles, a permis la mise en évidence à la Soufrière, de phénomènes éruptifs préhistoriques comparables.

Apport à l'appréhension du risque volcanique

La carte géologique d'un volcan actif est le document de base pour l'étude du risque volcanique. C'est elle qui rassemble le plus d'informations possibles sur l'histoire du volcan, le type des éruptions qui se sont produites, leurs âges, leur fréquence, les directions et surfaces qu'elles ont affectées.

L'un des principes, maintenant admis, de la **prévision volcanologique** est que les types d'éruptions qui ont la plus grande probabilité de se reproduire dans le futur, sont ceux qui se sont manifestés dans les éruptions passées du volcan en question. C'est en fouillant méthodiquement le passé géologique récent et plus lointain, lorsque la fréquence éruptive est faible, que le géologue trouve la « clé du futur », c'est-à-dire le ou les **scénarios** les plus probables. Ce sont eux que l'on envisagera **a priori** en cas de réveil du volcan.

Ce principe a, cependant, ses **limites** : les volcans peuvent avoir des éruptions dont le type ne s'est jamais présenté dans leur passé éruptif. Ce sont alors les moyens de surveillance et la connaissance générale du volcanisme qui pourront, éventuellement, laisser prévoir qu'un type nouveau d'éruption est imminent.

C'est également à l'aide de la carte géologique et de la morphologie du relief, que l'on établit les **cartes de zonation** pour différents risques volcaniques. A chaque dynamisme éruptif (ou scénario) correspond un risque associé.

A la Soufrière, les éruptions à forte probabilité de récurrence, c'est-à-dire celles qui sont susceptibles de se reproduire dans un futur proche, sont les **éruptions**

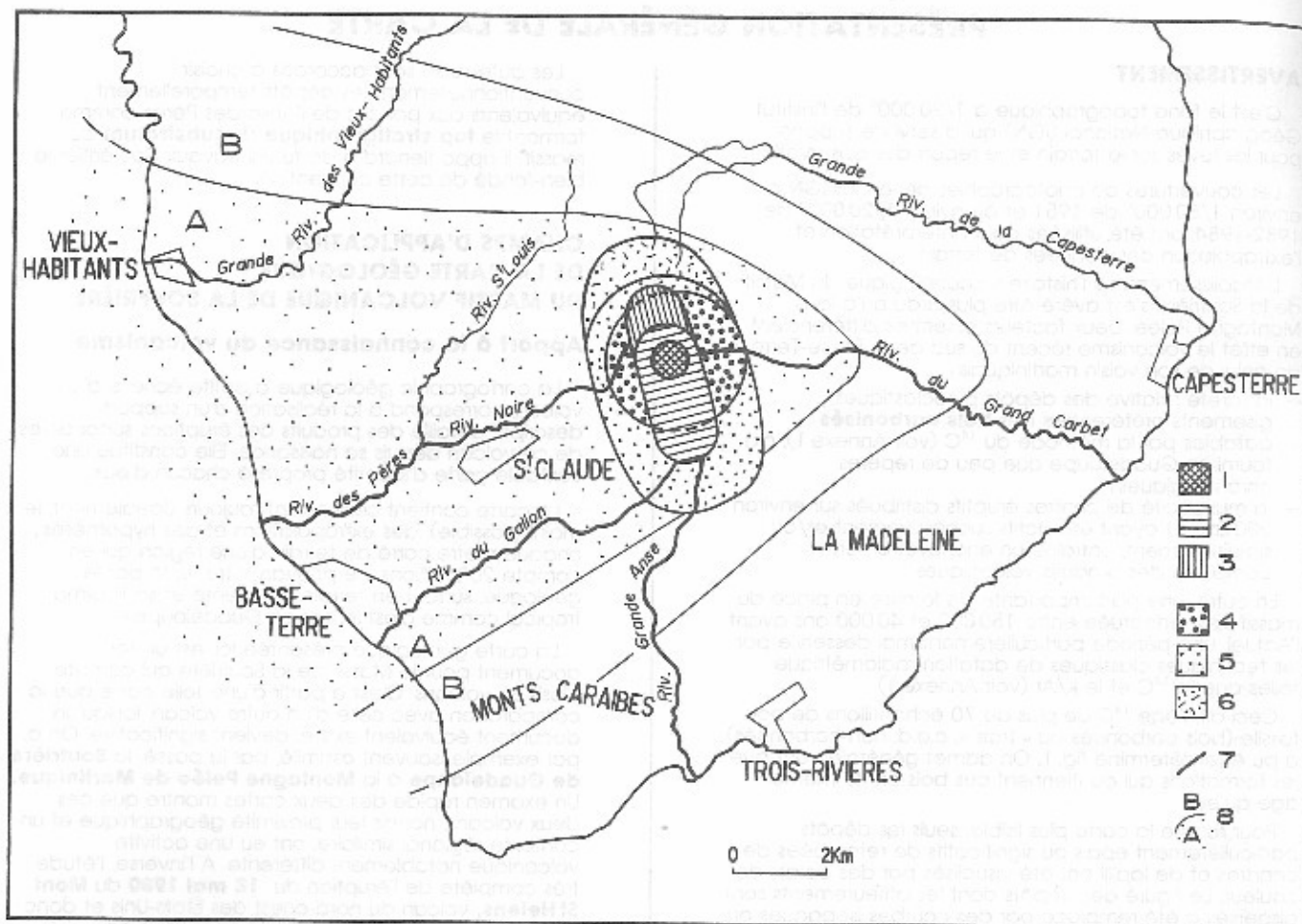


Fig 2. - Cartographie des risques liés aux éruptions phréatiques mineures à la Soufrière de Guadeloupe.

- 1 - Secteur où la prochaine éruption est la plus probable, si et la dérive de la Soufrière est censée
 - 2 - Extension au secteur précédent à une zone dont les limites sont justifiées par la présence de sources chaudes, d'une fracturation favorable et d'édifices volcaniques récents.
 - 3 - Extension supplémentaire vers le nord où le risque d'éruption phréatique est faible mais possible.
 - 4, 5, 6 - Des trois secteurs correspondant chacun à l'une des zones définies ci-dessus, ils sont menacés par la retombée des blocs projetés.
 - 7 - Fonds de vallées menacés par les lahars primaires et/ou d'effondrements provoqués par les explosions phréatiques
 - 8 - Région où les effets (cendres et vapeur d'eau plus ou moins anémiés) dus au panache volcanique rabattu vers l'ouest par les alizés, se feront le plus sentir.
- A : Secteur plus menacé que secteur B.

phréatiques semblables à celles qui ont eu lieu, à raison de 2 par siècle en moyenne, dans la période historique (à partir de 1635). Les risques associés à ce type d'éruption sont maintenant bien connus. Ils sont schématisés, à titre d'exemple, dans la fig. 2. Des découvertes récentes montrent cependant, qu'une éruption phréatique qui, de prime abord, paraît mineure, pourrait évoluer vers un événement beaucoup plus dévastateur (voir ci-dessous, p. 22).

A l'inverse, les données géologiques présentées dans la carte et la notice, montrent que les risques associés aux **éruptions magmatiques** ont une probabilité de récurrence faible (1 à 2 par millénaire). Par contre, mais avec les restrictions du type de celle faite dans le paragraphe précédent, ces risques sont, dans leur ensemble, beaucoup plus graves et étendus que ceux associés aux éruptions phréatiques en raison des énergies plus importantes mises en jeu.

Apport à la recherche géothermique

Les régions volcaniques actives à l'instar de la Guadeloupe sont des cibles privilégiées de la **géothermie** car l'activité volcanique produit, dans le sous-sol, des gradients thermiques élevés et, éventuellement, des nappes d'eaux profondes à haute température. Dans la zone de **Bouillante**, par exemple, située au nord-ouest de la Soufrière, les sondages ont atteint des nappes d'eau à 240°C vers 350 m de profondeur. La vapeur d'eau qui peut être produite est exploitée pour fournir de l'énergie électrique.

Il s'agit dans le cas présent de géothermie dite de **haute température** (150° à 350°C).

A partir des levés géologiques du Massif de la Soufrière, le secteur de la **plaine de Moscou** a été retenu comme gisement géothermique possible. Faisant

suite à l'étude géologique, des campagnes de prospection géochimique (sources thermales, gaz, teneurs en mercure et arsenic dans les sols) et géophysique (magnétotellurique, gravimétrie et sondages électriques de diverses technologies) ont été menées par le BRGM.

Les prospections géophysiques ont mis en évidence un épais **niveau conducteur** peu profond, souvent associé à des nappes d'eaux chaudes chargées de sels. Cependant, ce niveau ne se marque ni par une activité microsismique anormale, ni par des anomalies significatives des teneurs en mercure et arsenic dans les sols. L'interprétation de ces données en termes de réservoir géothermique n'a donc pas donné d'indications certaines. Cette zone a finalement été abandonnée.

Apport à la recherche et à l'exploitation des sources thermales et des sources d'eau de table

Eaux thermales : la carte géologique peut également servir à découvrir des sources thermales nouvelles ou à rendre plus productives celles qui existent. De ces dernières, il en existe plusieurs dans le massif de la Soufrière (voir plus loin, p. 35). Certaines sont utilisées à des fins thérapeutiques. A titre d'exemple, celle des **Bains Chauds du Matouba** qui sort à 1 000 m d'altitude avec un débit de 4 litres par seconde, est captée à sa source et utilisée dans la clinique des Eaux Vives au Matouba. Cette eau, d'une température de 59°C, est dite mésothermale (de 35° à 65°C). C'est une eau sulfatée calcique moyennement sulfureuse.

Eaux minérales : les eaux de source issues des terrains volcaniques sont en général de bonne qualité et leur consommation est recommandée. En Basse-Terre, il existe deux usines de mise en bouteille d'eaux minérales qui sont commercialisées sous le label eau de **Capès-Dolé** et eau de **Matouba**. Ces usines exploitent des sources à hauts débits dont la recharge s'effectue dans les hauteurs du massif et dont l'émergence se situe soit dans des fractures tectoniques, soit au contact de formations volcaniques poreuses et massives. On voit tout l'intérêt d'une carte géologique détaillée pour localiser des zones favorables à la présence de nappes souterraines contenant des eaux de bonne qualité.

Apport à la recherche de matériaux et de minéraux industriels

Le massif de la Soufrière étant d'âge récent, il n'est guère susceptible de renfermer des **gisements métallifères exploitables**. Les roches volcaniques fournissent, par contre, toute une gamme d'excellents matériaux principalement utilisés dans la construction et les travaux de génie civil.

Les dépôts de produits volcaniques meubles (ponces, scories, lapilli) et massifs (coulees de lave) sont exploités en Basse-Terre dans de nombreuses et parfois très grandes carrières.

Quelques exemples particulièrement intéressants sont cités ci-dessous :

- au nord de **Trois-Rivières**, une carrière ouverte dans une coulée de lave massive fournit de la pierre de construction et, après concassage, un granulats de bonne qualité. Dans certaines parties de la carrière, les diaclases de la roche sont tapissées de minéralisations de cuivre parfois spectaculaires.
- à l'embouchure de la rivière du **Pérou**, à Capesterre, des alluvions grossières sont exploitées comme matériau de remblais et comme sable pour mortier.
- les anciennes carrières de ponces du quartier **Pintade**, au nord de la ville de Basse-Terre et celles de **Danois** au Baillif ont été et sont encore exploitées à l'usage de remblais compactés, pour les mortiers, etc...
- la très grande carrière de **Rivière Sens**, au sud de Basse-Terre, est l'une des plus importantes de l'île et fournit des granulats.

Les carrières et autres excavations importantes fournissent aux géologues des zones d'étude privilégiées puisqu'elles permettent d'observer le sous-sol dans de bonnes conditions de fraîcheur et en grand.

Par exemple, l'ancienne carrière de **Callebassier** (quartier de Pintade), dont les fronts de taille de dizaines de mètres de haut ont été rafraîchis en 1985-86 pour l'aménagement d'une zone urbaine, permet d'observer d'impressionnantes sections dans les coulées de ponces et autres dépôts de l'activité volcanique ancienne du massif. Ce site grandiose fait ressortir l'importance de ce qu'a été un événement comme l'éruption poncée de Pintade. A cet endroit, en effet, les coulées de ponces, dont le point d'émission est à une dizaine de km de là, montrent des épaisseurs de plusieurs mètres pour chacune des unités.

La carrière de **Rivière Sens** et tout le front de mer en direction de **Vieux Fort** offre des exemples incomparables des produits de l'activité phréatomagmatique des Monts Caraïbes.

LES VOLCANS VIVANTS DES PETITES ANTILLES

VOLCAN ACTIF, VOLCAN VIVANT : L'ÉCHELLE DES TEMPS DE REPOS

On a coutume de considérer comme actif un volcan qui a connu au moins une éruption durant la période historique (c'est-à-dire celle pour laquelle on dispose de témoignages écrits).

Cette définition est **imprécise** dans plusieurs de ses termes.

(1) La notion de **période historique** a, elle-même, une valeur très relative puisque, en Guadeloupe, elle ne commence qu'en **1635** avec l'arrivée des premiers colons, alors qu'en Italie elle porte déjà sur plus de 2 000 ans et au Japon sur près de 4 000 ans.

(2) La notion d'**éruption** convient également d'être précisée. Une éruption magmatique (celle dont les produits émis sont incontestablement du **magma**) témoigne de la présence certaine de réservoir de stockage de ce magma à plus ou moins grande profondeur sous le volcan (quelques centaines de mètres jusqu'à quelques dizaines de kilomètres). Il n'en va pas de même pour les **éruptions phréatiques**. Il n'est, en effet, pas indispensable que la source de leur énergie soit un réservoir magmatique profond. De telles éruptions peuvent se produire dans les zones de gradient géothermique particulièrement élevé ne présentant pas de volcanisme ou un volcanisme définitivement éteint. Dans ce dernier cas, les éruptions phréatiques ne peuvent pas être considérées comme définissant un volcan actif.

Ces remarques conduisent à remplacer la notion de **volcan actif** par celle de **volcan vivant**. Par définition, est vivant un volcan qui, sur la base de son passé éruptif, reste potentiellement susceptible de rentrer en éruption (magmatique) dans un futur à l'échelle humaine (la décennie, le siècle, voire le millénaire). L'application de cette définition nécessite que soit connu avec précision le passé éruptif et les conditions magmatologiques actuelles du volcan même auquel elle devrait s'appliquer. Il faut, entre autres, pouvoir s'assurer que la période de repos actuelle du volcan a une durée inférieure ou du même ordre de grandeur que celle de ses repos précédents.

Pour les volcans dont la fréquence éruptive est de l'ordre de l'année, comme le Piton de la Fournaise dans l'île de la Réunion, le problème ne se pose même pas. Il n'en n'est pas de même pour les volcans qui connaissent des périodes de repos de plusieurs siècles, voire de millénaires. Pour être reconnus comme vivants ou éteints, ils devront faire l'objet d'études détaillées portant sur leur passé éruptif lointain. Ces travaux sont dans un état d'avancement satisfaisant pour la **Montagne Pelée** de Martinique, la **Soufrière** de Guadeloupe et celle de **St-Vincent**. Ils ne le sont guère pour d'autres volcans antillais.

LA LIGNE DES VOLCANS ANTILLAIS VIVANTS

Quand on y regarde de près, les volcans des Petites Antilles, dont le réveil peut être considéré comme certain dans un avenir plus ou moins proche, montrent une grande diversité. Examinons-les en partant du sud (fig. 3).

Le plus septentrional est situé à environ 8 km au NNW de **Grenade**. Il porte le nom évocateur de **Kick'em Jenny** (littéralement, « botte leur les fesses, Jenny ! »), son activité sous-marine a pu déranger les plans de bataille des mariners ou des corsaires du XVII^e ou du XVIII^e siècle. Il est le seul volcan sous-marin actif de l'archipel. En effet, P. Bouysse a démontré que, contrairement à ce qui était admis jusqu'alors, les phénomènes observés entre la Basse-Terre et Marie Galante et au large de Sainte Lucie, respectivement en 1843 et en 1902, ne pouvaient être interprétés comme des éruptions volcaniques.

Plusieurs explorations en mer menées depuis 1973 ont pu reconnaître sa taille, sa morphologie et la nature des laves dont il est constitué. A la date de sa dernière éruption, en janvier 1977, son sommet était situé à 160 m de la surface.

Quelque 120 km plus au nord, la **Soufrière de Saint Vincent** occupe l'extrémité septentrionale de l'île du même nom. Ce volcan, relativement actif (3 éruptions magmatiques depuis le début du XX^e siècle), est caractérisé par un vaste cratère occupé par un lac quasi-permanent. Ses éruptions voient s'alterner la construction tranquille de dômes au fond du cratère et les phases explosives violentes projetant à haute altitude des masses importantes de magma qui, en retombant, se collationnent sous forme d'avalanches incandescentes appelées **nuées ardentes du type St-Vincent**.

Malgré ses marmites spectaculaires d'eau noire bouillonnante, il n'est pas certain que la **Soufrière de Sainte Lucie** soit toujours un volcan vivant. Les dernières

éruptions magmatiques, très importantes, ont eu lieu il y a quelque 21 000 ans. Une seule éruption phréatique a marqué la période historique. C'est celle de 1766 où les Sulphur Springs ont été le siège de petites explosions.

Il en est tout autrement de la **Montagne Pelée**, dans le nord de la **Martinique**. Depuis au moins 5 000 ans, ce volcan compte, en moyenne, une éruption magmatique tous les 300 ans. Son avant-dernier réveil, en 1902, s'est soldé par la destruction tristement célèbre des villes de Saint-Pierre et du Morne Rouge et la mort de près de 30 000 personnes. A cette époque, le volcan a expulsé, en partie latéralement, de grandes quantités de magma sous forme de blocs et de cendres. Cette masse, suivant le cours des vallées W et WSW à partir du sommet, a formé ce qu'il est convenu d'appeler des **nuées ardentes péleennes**. Ces avalanches de matériaux à haute température s'écoulaient à grande vitesse et peuvent être précédées de jets d'air réchauffé et mêlés de cendres susceptibles de causer des dégâts importants. Il se peut que ce soient ces derniers qui aient dévasté St-Pierre. Dans un passé plus ancien, la Montagne Pelée a aussi été le siège d'**éruptions de ponces de type plinien**. La plus violente de ces éruptions pliniennes, dont on a pu estimer qu'elle avait tout ravagé dans un rayon de 15 km, a eu lieu il y a 2 100 ans. La découverte de restes **archéologiques** sous les produits de l'éruption poncéeuse plus modeste de 650 BP a montré que les Indiens **Arawaks** avaient déjà colonisé cette partie de la Martinique et, peut-être d'autres îles des Petites Antilles.

Pourtant, cette activité explosive n'a rien de comparable avec celle qu'a connue la moitié méridionale de la **Dominique**, il y a environ 30 000 ans. Alors, un volume de 80 km³ de ponces a été vomé par deux fissures ultérieurement scellées par les énormes complexes de dômes emboîtés des **Trois Pitons**, du **Micotrin** et de **Soufrière Hills**. La dernière éruption magmatique, au cours de laquelle s'ouvrit un petit cratère d'avalanche à quelques kilomètres à l'est de Roseau, la capitale, a eu lieu il y a à peine plus de 1 000 ans. La dernière manifestation, de nature phréatique, de ce formidable complexe volcanique s'est produite en 1880 et s'est traduite par l'ouverture du **Bolling Lake**, l'une des plus grandes marmites d'eau bouillonnante au monde (80 m de diamètre).

La **Soufrière de Guadeloupe**, sujet de cette notice, est incontestablement un volcan vivant.

Soufrière Hills, le volcan principal de l'île de **Montserrat**, a eu d'importantes crises sismiques en 1897-98, 1933-36 et 1966-67 sans pour autant manifester d'activité éruptive. Une part importante de l'activité des Soufrière Hills a eu lieu il y a une vingtaine de milliers d'années. Les dépôts pyroclastiques les plus récents sont datés à environ 320 BP, ils témoignent du caractère vivant de ce volcan.

Remontant vers **St-Kitts**, il ne semble pas que le **Mi Misery** ait eu d'éruption depuis l'arrivée des Européens. Il a pourtant été un volcan encore récemment actif puisque des dépôts de coulée de scories sont datés vers 2 000 à 3 000 BP.

Le **Peak de Nevis**, le **Quill de St-Eustache** et le **Mountain de Saba** n'ont pas connu d'éruption historique. Leur étude géologique n'est pas suffisamment détaillée pour pouvoir évaluer s'ils sont **vivants** ou **éteints**. Constatons que ces volcans appartiennent à un tronçon de l'arc qui, d'une façon générale, s'est révélé bien paresseux si l'on en juge par la taille des îles de ce secteur et par le fait que la ligne volcanique qui se prolonge sur 110 km au-delà de Saba n'est constituée que de petits centres sous-marins éteints depuis près de 3 millions d'années.

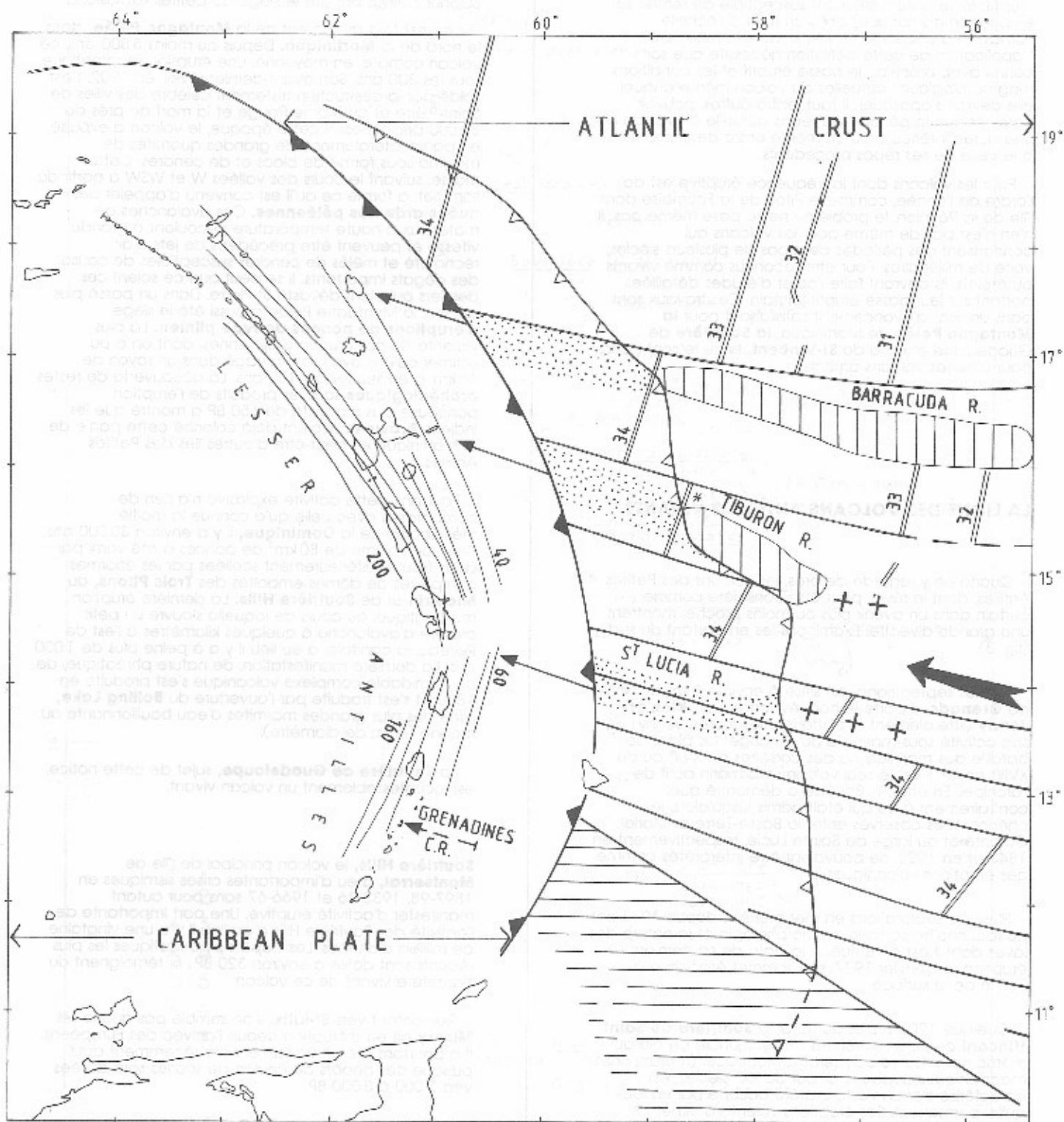


Fig. 4 : Subduction de la croûte océanique atlantique sous les Petites Antilles.

La trace du plan de subduction est marquée par une ligne avec triangles noirs. La flèche noire indique la direction de déplacement de la plaque atlantique (d'après Ph. Bouysse et D. Westercamp. In Géologie de la France, 1988, n° 2).

SITUATION GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'ARC INSULAIRE DES PETITES ANTILLES

L'arc des Petites Antilles (fig. 4), chapelet d'une vingtaine d'îles principales, dessine une courbe de 850 km de longueur et de 450 km de rayon de courbure. Les plus grandes îles, d'une superficie supérieure à 750 km² se trouvent au centre : la Martinique, la Dominique, la Basse-Terre et la Grande-Terre de Guadeloupe. Cet arc s'étend depuis la marge continentale sud-américaine (Venezuela oriental) jusqu'au passage d'Anegada qui marque la limite actuelle avec les Grandes Antilles (plate-forme de Porto Rico et des îles Vierges). Il doit son origine aux grands mouvements que les plaques crustales continentales et océaniques ont subis depuis plus de 100 millions d'années.

Dans la moitié sud, de Grenade à la Martinique, il n'existe qu'une seule ride relativement étroite qui prolonge sous la mer l'émergence des îles. La moitié nord est morphologiquement plus complexe. En effet, au-delà du canal de la Dominique, on observe vers l'est une succession de bancs peu profonds ou de plateaux insulaires souvent de vastes dimensions (plus de 4 000 km² pour le plateau d'Anguilla-St-Barthélemy ou celui d'Antigua-Barbuda) et, vers l'ouest, une ride volcanique, elle aussi étroite, le long de laquelle sont situés les appareils volcaniques actuels ou récents. Entre les deux s'allonge, à partir de la Guadeloupe, une gouffrière qui s'approfondit progressivement en direction du nord, la dépression Kallinago.

Les bancs et îles de l'est (banc Amérique, banc Diên, Biên Phu, Marie-Galante, Grande-Terre, banc Bertrand, banc Falmouth, Antigua, banc des Animaux, Saint-Barthélemy, Saint-Martin, Anguilla et Dog), la partie orientale de la Martinique, certaines îles des Grenadines et le nord de Grenade constituent un **arc volcanique ancien** qui a été en activité entre - 55 et - 30 Ma.

La ride volcanique à l'ouest de la dépression Kallinago et la plupart des îles au sud de la Martinique constituent un **arc volcanique plus récent**. Globalement, il est actif depuis - 22 Ma jusqu'à nos jours et se compose de la succession : Grenade, les Grenadines, Saint-Vincent, Sainte-Lucie, la Martinique, la Dominique, l'archipel des Saintes, la Basse-Terre de Guadeloupe ou Guadeloupe proprement-dite, Montserrat, Redonda, Nevis, St-Kitts, St-Eustache, Saba, le banc Luymes, les monts sous-marins du Sud-Est et du Noroit. Le tronçon sous-marin Luymes-Norait, long de 110 km, qui représente la terminaison septentrionale de cet arc récent, s'est éteint vers - 3 Ma.

Ces deux arcs volcaniques, formés à des périodes géologiques différentes, forment la marge active est de la plaque lithosphérique caraïbe. Ils résultent de l'enfoncement (on dit encore subduction) sous le rebord oriental de la plaque caraïbe, des fonds océaniques atlantiques appartenant à une ou aux deux plaques Amériques. Ce mouvement de convergence s'effectue à la vitesse moyenne de 2 cm/an selon la direction WNW-ESE.

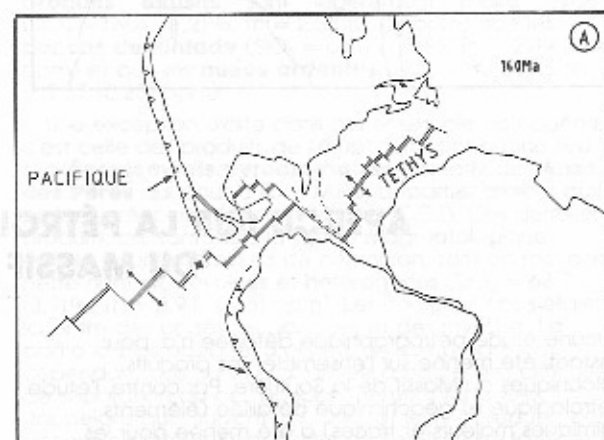
Le passage de l'arc ancien à l'arc récent, bien marqué par le saut de la branche externe des Petites Antilles (encore appelées **Antilles calcaires**) à sa branche interne dans le nord de l'archipel, est dû à un blocage majeur des plaques vers - 30 Ma, de courte durée par rapport à l'histoire de la région. C'est l'un des événements géodynamiques d'une histoire longue (plus de 100 millions d'années) et complexe que l'on commence tout juste à débrouiller.

LA PANGÉE ET LA DÉRIVE DES CONTINENTS : ORIGINE DES ARCS DES PETITES ANTILLES

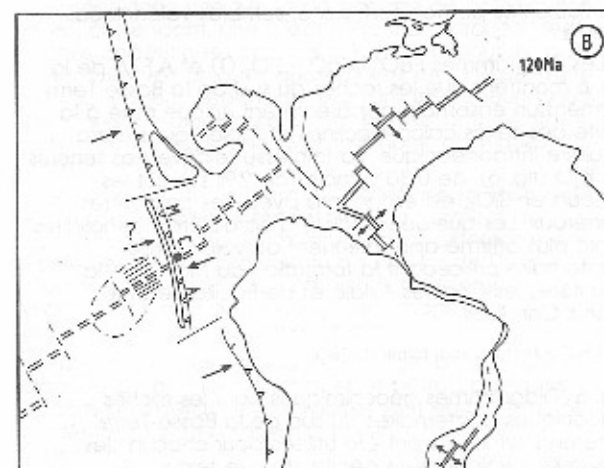
Les terres d'aujourd'hui émergées étaient regroupées, il y a quelques centaines de millions d'années, au sein d'un super continent : **la Pangée**. Vers - 200 Ma, celui-ci a commencé à se fissurer avec comme conséquence principale l'ouverture de la **Téthys** et la séparation du bloc **Nord-Amérique** de l'ensemble **Afrique - Sud-Amérique**.

Cette séparation s'effectue par remplissage des fissures d'ouverture méso-continentales par du matériel volcanique provenant du manteau terrestre le long de **rides d'accrétion**. Les rides d'accrétion méso-téthysiennes (qui donneront la Méditerranée) se prolongent jusque dans le Pacifique, comme le montre le schéma A de la fig. 5 établi pour la période 150 - 140 Ma.

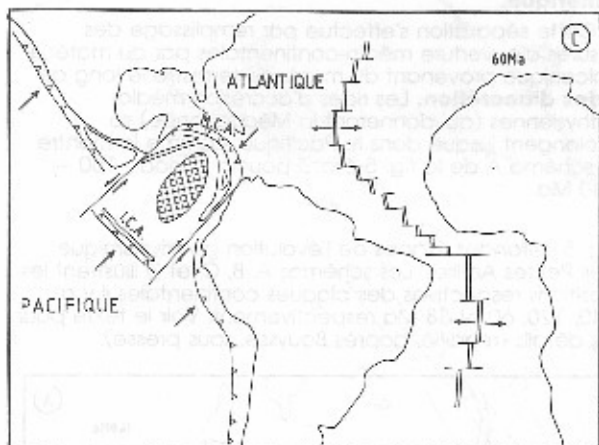
Fig. 5. Grandes étapes de l'évolution géodynamique des Petites Antilles. Les schémas A, B, C, et D illustrent les positions respectives des plaques continentales il y a 140, 120, 60 et 38 Ma respectivement. Voir le texte pour les détails (modifié, d'après Bouyssié, sous presse).



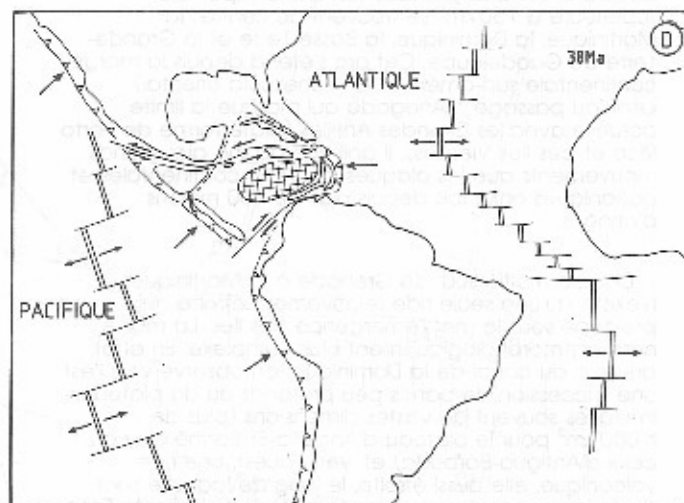
Vers - 120 Ma (schéma B, fig. 5), l'ouverture de la Téthys a cessé à la suite du début de la séparation entre l'**Amérique du Sud** et l'**Afrique**. L'ancien système de rides d'accrétion océaniques situé à l'ouest du plateau de **Floride** et des **Bahamas** cesse de fonctionner et le primo-arc insulaire caraïbe (MCA comme Mesozoic Caribbean Arc) naît dans le **Pacifique**.



Vers - 60 Ma, l'arc et les bassins caraïbes se sont introduits dans le détroit téthysien, en progressant vers le NE. Le « frottement » des parties de l'arc en contact avec les mâles continentaux de l'Amérique du Nord et de l'Amérique du Sud, provoque l'ouverture des bassins du Yucatan (fig. 5C, triangle au nord) et du bassin de Grenade (triangle au sud), la branche sud du MCA s'éteint en se plaquant progressivement contre le bloc sud-américain. L'ovale quadrillé de la figure correspond à la croûte océanique anormale des bassins caraïbes (du Venezuela et de Colombie). A cette époque, l'arc insulaire de l'Amérique Centrale isthmique (ICA) s'est probablement formé (schéma C) vers - 60 Ma.



La plaque Caraïbe bute contre la plate-forme de Floride et des Bahamas et le volcanisme des Grandes Antilles s'éteint progressivement d'ouest en est. Cette collision conduit à une réorganisation du contexte géodynamique de la région. Cuba et le bassin du Yucatan sont transférés à la plaque Nord-Amérique. La plaque Caraïbe est obligée de progresser (relativement) vers l'est et de grandes failles de coulissement se forment aux bordures nord et sud de la plaque. La zone de subduction est depuis lors limitée aux Petites Antilles (schéma D).



APERÇU SUR LA PÉTROLOGIE ET LA MAGMATOLOGIE DU MASSIF DE LA SOUFRÈRE

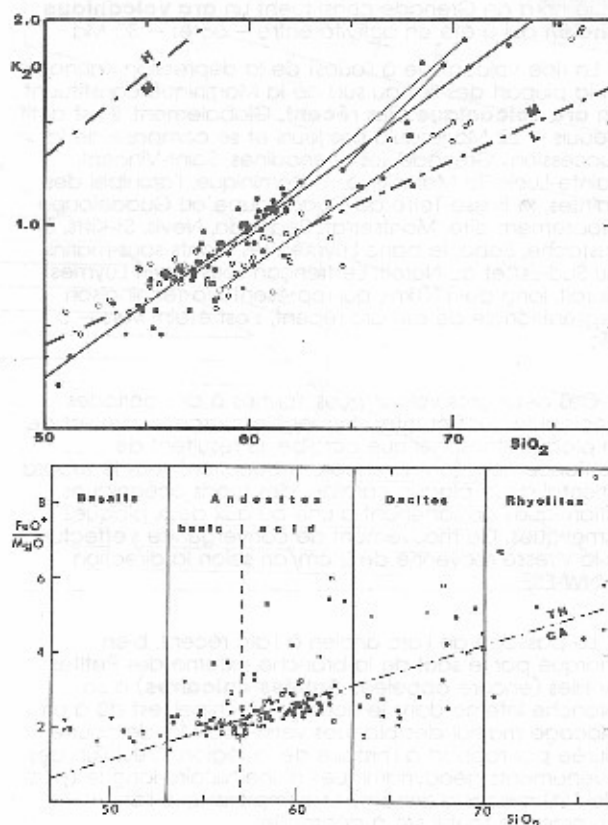
Aucune étude pétrographique détaillée n'a, pour l'instant, été menée sur l'ensemble des produits volcaniques du Massif de la Soufrière. Par contre, l'étude pétrologique et géochimique détaillée (éléments chimiques majeurs et traces) a été menée pour les produits de l'éruption de 1 440 AD, ceux des éruptions pyroclastiques de Pintade, ceux des ponces dacitiques à quartz de l'Anse des Pères et sur les produits magmatiques de l'éruption de 3 100 BP. Des travaux plus généraux ont également été effectués sur un grand nombre de roches du massif.

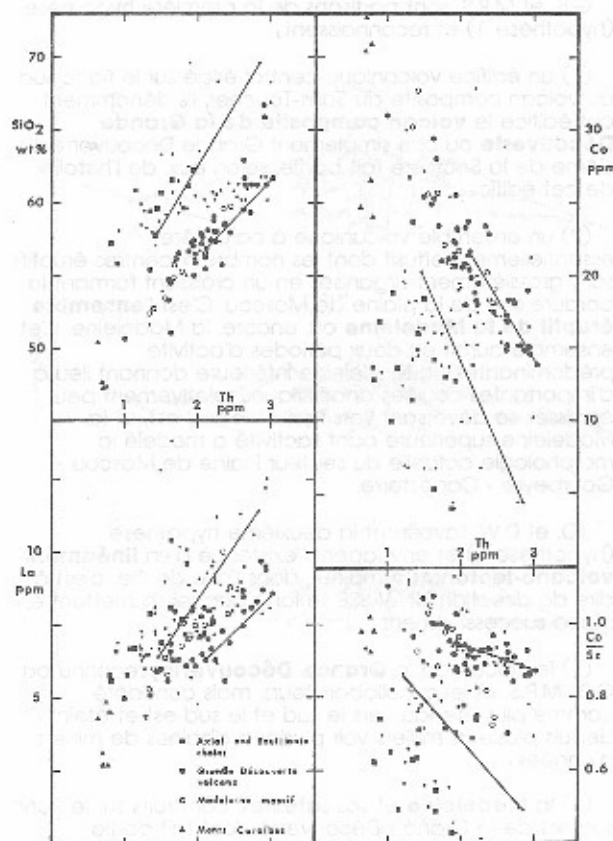
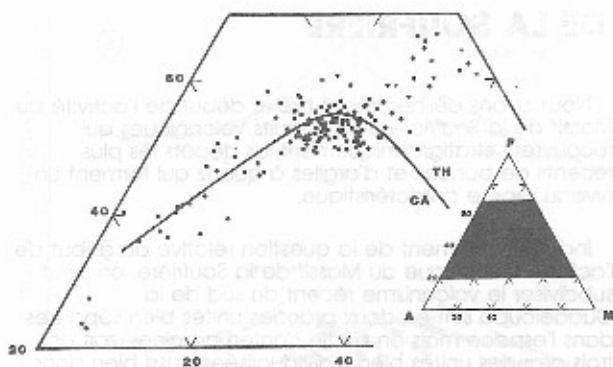
L'ensemble des données pétrographiques et géochimiques obtenues permet, dès à présent, de dégager les grandes lignes de l'évolution magmatologique des volcans du massif et de leurs particularités par rapport aux ensembles volcaniques voisins.

Les diagrammes $FeO^*/MgO - SiO_2$ (1) et A.F.M. de la fig. 6 montrent que les roches du sud de la Basse-Terre forment un ensemble apparemment unique situé à la limite des séries calco-alkalines et tholéitiques d'arc insulaire intraocéanique. La faiblesse relative des teneurs en K_2O (fig. 6), de 0,30 à moins de 2% suivant les teneurs en SiO_2 , est en accord avec ces caractères généraux. Les quelques roches à caractère de tholéites d'arc plus affirmé appartiennent au volcanisme quaternaire précédant la formation du Massif de la Soufrière, les Chaines Axiale et de Bouillante et les Monts Caraïbes.

(1) FeO^* = fer total sous forme de FeO .

Fig. 6. Diagrammes géochimiques pour les roches volcaniques quaternaires du sud de la Basse-Terre. Différents symboles ont été utilisés pour chacun des ensembles volcaniques décrits dans le texte.





Du point de vue pétrographique, toutes ces roches sont également semblables. Les andésites à plagioclase, deux pyroxènes et minéraux opaques (magnétite et, parfois, ilménite) sont le type dominant, tandis que les basaltes alumineux, les dacites et les rhyolites sont subordonnés. L'olivine en phénocristaux est présente dans les basaltes et les andésites basiques ainsi que dans les parties basiques de ponces rubanées. Ses microphénocristaux accompagnent parfois le quartz à auréoles réactionnelles dans les andésites. Le quartz, souvent accompagné de hornblende, n'apparaît que dans de rares pyroclastites ponces dacitiques ou rhyolitiques. Ces mêmes ponces présentent souvent des rubanements basiques à olivine. Le feldspath potassique et la biotite ne sont jamais présents en phénocristaux.

Les teneurs en **éléments chimiques majeurs** des produits du Massif de la Soufrière se confondent pratiquement avec celles de l'ensemble des roches

quaternaires du sud de la Basse-Terre. Par contre, certains paramètres chimiques faisant intervenir les **éléments mineurs et traces** permettent de distinguer plusieurs classes dans ces produits. Ceci s'est également confirmé pour les produits les plus différenciés (dacites et rhyolites). Les diagrammes $SiO_2 - Th$, $La - Th$, $Co - Th$ et $Co/Sc - Th$ de la fig. 6 font clairement ressortir des différences entre les grands ensembles volcaniques quaternaires. Ces différences sont à mettre au compte de faibles variations dans la source des magmas et dans leur évolution. Le fait qu'il existe des lignées géochimiques discrètes et bien définies pour chacun des ensembles quaternaires suggère que les épisodes volcaniques qui ont donné lieu à la construction du volcan de la **Grande Découverte**, de celui du **Carmichaël** et de la **Soufrière** ont été alimentés par des **conduits volcaniques et, éventuellement, par une chambre magmatique, différents de ceux des autres ensembles.**

C'est l'une des raisons pour lesquelles G.B. et M.P.S. proposent que ces volcans forment, en fait, **un seul grand appareil composite : le volcan composite de la Grande Découverte** (V.C.G.D., voir p. 16).

Ce dernier aurait émis pendant la plus grande partie de son histoire des produits dont la composition varie relativement peu (fig. 6). Aucune évolution temporelle nette ne se dégage entre la composition chimique des coulées du **cône primitif** et les nuées ardentes attribuées par G.B. et M.P.S. à l'activité terminale du **Carmichaël**. Tout au plus peut-on signaler que les **produits effusifs** sont légèrement moins évolués ($SiO_2 = 59,4$ (1,2) %, $Th = 2,38$ (0,32) ppm) que les **ponces de Pintade** ($SiO_2 = 61,0$ (1,0) %, $Th = 2,49$ (0,30) ppm) et que les **nuées ardentes** ($SiO_2 = 60,2$ (0,5) %, $Th = 2,37$ (0,25) ppm).

Une exception existe dans cet ensemble homogène, c'est celle des produits de l'éruption ayant donné lieu aux **écoulements pyroclastiques à quartz de l'Anse des Pères** qui pour G.B. et M.P.S. appartiendraient aux phases précoces de l'activité du V.C.G.D. Ces derniers produits, qui sont dans la lignée magmatologique définie pour les produits de ce volcan, sont en moyenne nettement plus évolués et hétérogènes ($SiO_2 = 68,7$ (3,9) %, $Th = 3,91$ (0,88) ppm). Les compositions s'étalent ici entre des andésites basiques et des rhyolites. La partie la plus basique, à olivine, de ces produits n'a cependant pas pu être analysée à cause des difficultés de séparation de ces ponces finement rubanées. Rappelons que, suivant J.D., D.W. et leurs collègues, ces ponces ne feraient pas partie de l'activité de la Grande Découverte s.s.

Des produits basiques et acides apparaissent aux côtés d'andésites semblables à celles des deux premières phases d'évolution du volcan, dans l'histoire plus récente du Massif de la Soufrière. Des andésites basiques et des basaltes forment la majeure partie des produits de l'éruption de 1440 AD et des cônes de l'Échelle et de la Citene, respectivement.

Les produits du seul volcan de la Grande Découverte couvrent donc une très large gamme de composition avec, cependant, une prédominance marquée des roches andésitiques comme c'est le cas pour les autres ensembles volcaniques quaternaires de la Basse-Terre. Ils s'en distinguent cependant par l'unicité de leur lignée géochimique et les corrélations serrées que montrent les variations de leurs teneurs en éléments chimiques majeurs et traces.

Les produits de l'**ensemble effusif de la Madeleine** et ceux de la **phase Madeleine s.s.** forment des lignées géochimiques très légèrement différentes de celles définies pour le volcan de la Grande Découverte. Ceci serait à mettre au compte d'un système d'alimentation et de stockage des magmas indépendant de ce dernier volcan.

Pour autant que l'on puisse en juger d'après une banque de données chimiques et pétrographiques encore peu détaillée, ces roches sont en général des andésites basiques souvent à olivine, de faciès monotone.

LE MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRÈRE

ENVIRONNEMENT GÉOLOGIQUE

Six ensembles volcano-structuraux se sont succédé dans l'espace et le temps pour donner à la Basse-Terre sa configuration actuelle. Il s'agit du nord vers le sud (se reporter au schéma structural en cartouche sur la carte) :

- du **complexe de base** affleurant à l'extrémité septentrionale de l'île, auquel on adjoint le volcan sous-marin du **Directeur**. L'ensemble se serait mis en place antérieurement à - 3,5 Ma,

- du **Massif septentrional** qui suit la mise en place du complexe de base et s'achèverait avec l'extrusion des dômes des **Mamelles** vers - 1 Ma.

Plusieurs âges radiométriques (K/Ar) ont été obtenus pour cet ensemble qui occupe toute la moitié nord de l'île. Ils s'étalent entre - 4 et - 1 Ma.

- de l'ensemble **Pitons de Bouillante - Sans-Toucher - Montagne de la Capesterre** (ou plus simplement **Chaîne Axiale**). Ce sont les volcans centraux de l'île et ceux qui en forment l'armature, prolongeant vers le sud le Massif septentrional.

Les âges disponibles suggèrent que cet ensemble s'est mis en place à partir de - 1,5 à - 1,25 Ma, âges des hyaloclastites et des coulées massives superposées des Pitons de Bouillante. L'activité de la Chaîne Axiale se serait poursuivie jusqu'aux environs de - 0,6 Ma, date vers laquelle l'activité du volcan composite du Sans-Toucher s'achève. La période d'activité de la Montagne de la Capesterre n'est pas connue actuellement.

- des **Monts Caraïbes**, volcans morphologiquement bien individualisés, qui constituent la pointe méridionale de l'île. Leur activité débute sous la mer avec des produits de nature basaltique. Elle s'achève par une activité explosive hydromagmatique et l'effusion aérienne de coulées de lave intercalées dans des produits phréatomagmatiques et de dômes.

L'âge de mise en place de ces volcans se situe vers - 0,5 Ma.

- de la **Chaîne de Bouillante**, un ensemble de petits appareils volcaniques au dynamisme éruptif essentiellement hydromagmatique. Cette chaîne s'est construite sur le flanc caraïbe de la Chaîne Axiale, de la pointe à Zombi aux Petites Mamelles. Les laves émises couvrent une large gamme de composition chimique et pétrographique allant des basaltes à olivine aux dacites et rhyolites à quartz. Cette chaîne volcanique se met en place à partir de 0,8 - 0,6 Ma et reste active jusqu'au début de l'édification du Massif de la Soufrière,

- enfin, du **Massif de la Soufrière**, lui-même.

DÉFINITION ET HYPOTHÈSES

Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut rapporter les événements volcaniques qui se sont produits dans la fourchette -0,25 à -0,14 Ma - notamment l'épisode ayant donné lieu au dépôt des **ponces à quartz de l'Anse des Pères** - soit à l'activité terminale de la Chaîne de Bouillante, soit à un événement précoce de celle du Massif de la Soufrière.

Le fait qu'au moins une partie des produits émis au cours de cet épisode soit acide et riche en quartz, milite en faveur de la première possibilité, ces produits représenteraient des termes évolués de la Chaîne de Bouillante. Par contre, l'appartenance des produits à la lignée géochimique définie par les laves du Massif de la Soufrière et la répartition géographique de ces ponce, indiquant un point d'émission dans l'actuelle région sommitale du massif, seraient plutôt en faveur de la deuxième hypothèse.

Nous avons délibérément fixé le début de l'activité du Massif de la Soufrière aux produits volcaniques qui recouvrent stratigraphiquement les dépôts les plus récents de ponce et d'argiles à quartz qui forment un niveau repère caractéristique.

Indépendamment de la question relative au début de l'activité volcanique du Massif de la Soufrière, on peut subdiviser le volcanisme récent du sud de la Guadeloupe soit en deux grandes unités bien séparées dans l'espace mais en partie contemporaines, soit en trois grandes unités bien individualisées aussi bien dans l'espace que dans le temps.

Les auteurs de cette notice partagent, à ce sujet, des points de vue différents. Ils sont résumés ci-dessous.

G.B. et M.P.S. sont partisans de la première hypothèse (hypothèse 1) et reconnaissent,

(1) un édifice volcanique central érigé sur le flanc sud du volcan composite du Sans-Toucher. Ils dénomment cet édifice le **volcan composite de la Grande Découverte** ou plus simplement Grande Découverte. Le dôme de la Soufrière fait partie, selon eux, de l'histoire de cet édifice,

(2) un ensemble volcanique à caractère essentiellement effusif dont les nombreux centres éruptifs sont grossièrement organisés en un croissant formant la bordure sud de la plaine de Moscou. C'est l'**ensemble éruptif de la Madeleine** ou, encore, la Madeleine. Cet ensemble aurait eu deux périodes d'activité prédominantes : la Madeleine inférieure donnant lieu à d'importantes coulées andésitiques relativement peu épaisses se déversant vers l'est et le sud-est, et la Madeleine supérieure dont l'activité a modelé la morphologie actuelle du secteur Plaine de Moscou - Gourbeyre - Capesterre.

J.D. et D.W. favorisent la deuxième hypothèse (hypothèse 2) et envisagent l'existence d'un **linéament volcano-tectonique** majeur, dans l'axe de l'île, c'est à dire de direction NNW-SSE, le long duquel se mettent en place successivement :

(1) le volcan de la **Grande Découverte**, reconnu par G.B., M.P.S. et leurs collaborateurs, mais considéré comme plus étendu vers le sud et le sud-est et éteint depuis plusieurs milliers voir plusieurs dizaines de milliers d'années,

(2) la **Madeleine** et ses satellites, construits sur le flanc sud-est de la Grande Découverte dont fait partie l'ensemble effusif de Trois-Rivières,

(3) le groupe des **volcans monogéniques récents** (Arnic, Echelle, Citerne, Soufrière s.s.) qui s'alignent entre les ensembles précédents.

L'histoire du Massif de la Soufrière débute par la phase Grande Découverte stricto sensu (hypothèse 1) ou par la mise en place de l'ensemble effusif de Trois-Rivières (hypothèse 2). C'est, de toute manière, la phase la plus importante par le volume des produits émis. Les épisodes laviques apparaissent plus largement représentés que les épisodes pyroclastiques. Elle correspond à la construction de l'appareil primitif, substratum de toute l'activité volcanique postérieure (fig. 7). C'est également la plus mal connue car la plupart des produits émis sont soit recouverts par des dépôts plus récents, soit ont été détruits par l'érosion ou par des éruptions cataclysmiques. On conçoit la difficulté d'établir aujourd'hui une stratigraphie précise et nous nous contenterons dans la description des principales formations et éruptions qui va suivre, d'énumérer les principaux types de produits rencontrés.

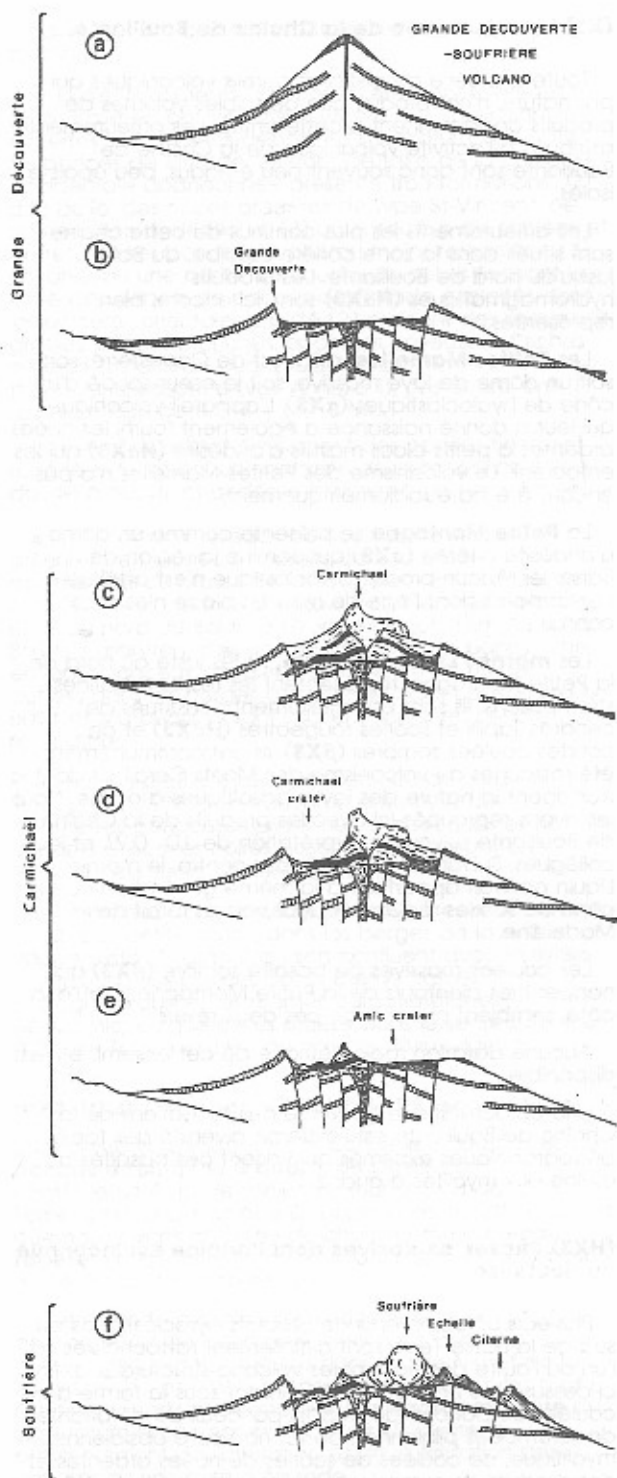


Fig. 7. Schéma montrant les étapes de l'évolution des parties sommitales du Massif de la Soufrière.

- a - Édification de l'appareil principal de la Grande Découverte (environ 0,150 à 0,100 Ma).
 b - Éruption plinienne de Pintade et formation de la caldéra de la Grande Découverte (vers 0,100 Ma).
 c - Édification du volcan du Carmichaël dans la caldéra (environ 0,100 Ma à 15 000 BP, voir p. 110).
 d - Effondrement sectoriel de la Grande Découverte (vers 11 500 BP).
 e - Éruption cataclysmique de type Mount Saint-Helens de 3 100 BP et formation du cratère Amic.
 f - État actuel du massif. Phase soufrière stricto sensu.

Après l'édification de l'appareil principal, intervient un épisode plinien probablement le plus important de l'histoire de ce volcan, l'**épisode de Pintade**. Il se traduit, dans la partie sommitale du volcan (fig. 7), par l'effondrement de la caldéra de la Grande-Découverte dont seul le rempart nord est conservé. La phase Grande Découverte stricto sensu s'achève ainsi. Il y aurait environ 100 000 à 70 000 ans.

La **phase Carmichaël** correspond à la poursuite de l'activité volcanique au sein de la caldéra de la Grande Découverte et à la construction du volcan du Carmichaël (fig. 7). Celui-ci sera détruit en grande partie par des épisodes terminaux. Des témoins de son édification se retrouvent dans la partie sommitale sous forme de coulées de lave. Les tenants de l'hypothèse 1 considèrent que l'ensemble des dépôts pyroclastiques de la basse vallée du Grand Carbet, sur le flanc est du volcan, est originale du Carmichaël. En l'absence de dépôts intermédiaires et d'une confirmation radiométrique que l'âge du Carmichaël est bien situé dans la fourchette 30 000 - 15 000 BP, les partisans de l'hypothèse 2 ne rejettent pas l'idée que les dépôts pyroclastiques du Grand Carbet puissent provenir de l'activité de la Madeleine, conformément à leur interprétation ancienne. Dans ce cas, le volcan de la Grande Découverte pourrait être considéré comme éteint depuis plus de 30 000 ans.

Si l'on suit l'hypothèse 1, la phase Carmichaël va au contraire se poursuivre, après une période de repos de quelques milliers d'années par les deux éruptions qui entraînent la destruction de la partie sommitale de la Grande Découverte : l'éruption phréatique de type Bandai-san datée à 11 500 BP, au cours de laquelle s'ouvre vers l'ouest, un cratère en fer à cheval (le cratère Carmichaël) et l'éruption phréato-magmatique de type Mount Saint-Helens, datée à 3 100 BP, au cours de laquelle s'ouvre un cratère comparable (cratère Amic) mais orienté au sud (fig. 7).

Le volcan rentre alors dans la **phase Soufrière** (hypothèse 1) et son activité se localise à l'intérieur et sur les bordures du cratère Amic. Plusieurs épisodes succèdent à la formation du cratère Amic, une éruption, non datée, qui donne naissance au dôme Amic et à des nuées ardentes violacées, les éruptions stromboliennes de l'échelle et de la Citerne, puis enfin, vers 1440 de notre ère, l'éruption donnant naissance aux retombées et écoulements pyroclastiques et à la mise en place du dôme de la Soufrière stricto sensu.

Pour les tenants de l'hypothèse 2, la phase Carmichaël s'est, au plus tard, achevée avec les derniers écoulements de la rivière du Grand Carbet. L'éruption de type Bandai-san (volcan japonais) de 11 500 BP n'est provoquée que par des mouvements tectoniques le long du grand accident transverse Montserrat - Marie Galante (voir le schéma volcano-structural en cartouche de la carte et la partie traitant de la sismicité, p. 33). L'éruption de type Mount Saint-Helens de 3 100 BP marque le début de la mise en place des volcans monogéniques récents, alignés selon la direction NNW-SSE entre la Grande Découverte et la Madeleine et sans lien avec leur structure magmatique profonde.

Pour les partisans de l'hypothèse 1, les deux grandes périodes d'activité de l'ensemble éruptif de la Madeleine se situeraient pour la première, en tous cas avant 14 000 BP et, peut-être en même temps que la phase Grande Découverte. La deuxième période d'activité pourrait être relativement brève (quelques milliers d'années) et se situer aux environs de 10 000 BP.

Au contraire, les tenants de l'hypothèse 2, restreignent la formation de l'ensemble éruptif de la Madeleine aux appareils et formations bien conservés dits de la Madeleine supérieure, (phase Madeleine stricto sensu), sans exclure d'y rattacher les dépôts pyroclastiques du Grand Carbet. Ils considèrent que l'ensemble éruptif de la Madeleine succède à l'activité de la Grande Découverte et ne représente pas, en fin de compte, un système volcanique majeur dans l'édification du Massif de la Soufrière.

DESCRIPTION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES

Nous suivrons, dans la description des formations géologiques, l'ordre chronologique suivi dans la légende de la carte, même lorsque celui-ci n'est que mal contraint.

Le Massif de la Soufrière se met en place sur des produits volcaniques appartenant aux trois ensembles volcano-structuraux (voir p. 16) présents dans la partie méridionale de la Basse-Terre : la Chaîne Axiale côté nord, les Monts Caraïbes côté sud et la Chaîne de Bouillante représentée, tant au NW qu'au SE, c'est-à-dire « en travers » du massif.

Compte tenu de la similarité de nombreux dépôts, la distinction entre les formations géologiques originaires de tous ces ensembles ne s'est clarifiée que progressivement par des levés de détail et par la mise en évidence de lignées géochimiques spécifiques (téphrostratigraphie), voir p. 15).

Le substratum

(X1) Le volcanisme de la Chaîne Axiale

Le faciès principal des produits de la Chaîne Axiale à apparaître en substratum du Massif de la Soufrière est celui des coulées de lave massive (X1).

Ces coulées constituent des barrières morphologiques au nord-ouest (crête des Icaques, Trianon, la Charrière, Petit Bel-air) du futur massif et ont donc canalisé vers l'ouest et le sud l'épanchement des produits de la Grande Découverte.

Elles apparaissent en fenêtre sous la coulée de débris datée 11 500 BP comme par exemple au Saut d'Eau du Matouba (coulée datée à $0,629 \pm 0,013$ Ma). Elles forment le thalweg de la rivière du Plessis, entre Vieux-Habitants et le Baillif, jusqu'au Morne Montval (âges K/Ar variables selon les prélèvements et les laboratoires d'étude, entre $1,13 \pm 0,008$ et $0,6 \pm 0,017$ Ma).

Elles forment également le thalweg de la rivière du Pérou au NE des Petites Mamelles et apparaissent en rive gauche d'un affluent du Grand Carbet, au SE des Petites Mamelles cette fois.

Sur les coulées de lave, affleurent de grandes étendues de brèches volcaniques, coulées de débris, lahars et coulées pyroclastiques variées (LX1 et NX1). Elles correspondent probablement à l'activité explosive des volcans des Sans-Toucher. On les rencontre aussi bien au pied sud-oriental qu'occidental du massif.

(X2) Le volcanisme des Monts Caraïbes

On peut penser que les Monts Caraïbes formaient autrefois une petite île que les produits de l'activité du Massif de la Soufrière ont petit à petit rattachée au reste de la Guadeloupe. Une partie importante des dépôts est due à l'activité sous-marine et/ou sous-aquatique de ce volcanisme. Ce sont des hyaloclastites, des cendres et brèches hydromagmatiques dans lesquelles sont interstratifiées de rares et minces coulées massives de basalte à olivine (HX2). Des dépôts de même nature sont connus en fenêtre sous les formations plus récentes. L'affleurement le plus important de ces derniers est celui du lieu-dit Circonvallation, dans les déblais de la rocade de Basse-Terre, en contrebas de l'immeuble de la D.D.E. D'autres affleurements, plus restreints, se retrouvent à l'est du Baillif jusque vers 250 m d'altitude. Parfois, les niveaux cendreux les plus fins contiennent des mollusques terrestres fossiles de forêt mésomorphe (Bubulina, etc...).

Les affleurements les plus spectaculaires des produits de l'activité des Monts Caraïbes se trouvent le long de la route côtière de Basse-Terre à Vieux-Fort et dans les carrières de la Rivière Sens où ils sont exploités en grand.

Les dômes du Houémont et du Morne Boucanier (X2) semblent marquer l'activité terminale du volcanisme des Monts Caraïbes. Ce sont des andésites basiques à olivine, massives.

(X3) Le volcanisme de la Chaîne de Bouillante.

Toute une série de petits appareils volcaniques qui, par nature, n'ont produit que de faibles volumes de produits appartiennent à cette entité. Les affleurements attribués à l'activité volcanique de la Chaîne de Bouillante sont donc souvent peu étendus, peu épais et isolés.

Les affleurements les plus continus de cette chaîne sont situés dans la zone côtière caraïbe, du Baillif jusqu'au nord de Bouillante. Les produits hydromagmatiques (HX3) sont, ici encore, bien représentés.

Les Petites Mamelles, à l'ouest de Capesterre, sont soit un dôme de lave massive, soit le cœur soudé d'un cône de hyaloclastiques (X3). L'appareil volcanique qui leur a donné naissance a également fourni les nuées ardentes à petits blocs massifs d'andésite (HX3) qui les entourent. Le volcanisme des Petites Mamelles n'a pas encore été daté radiométriquement.

La Petite Montagne se présente comme un dôme d'andésite altérée (X3) qui domine la région de Bananier. Aucun produit pyroclastique n'est attribué à cet appareil dont l'âge de mise en place n'est pas connu.

Les mornes Liquin et Laffite, situés juste au nord de la Petite Montagne, représentent les restes d'édifices Stromboliens. Ils sont essentiellement constitués de cendres, lapilli et scories rougeâtres (HX3) et de courtes coulées sombres (BX3). Ils ont communément été rattachés au volcanisme des Monts Caraïbes dont ils partagent la nature des laves basaltiques à olivine. Nous les avons regroupés ici avec les produits de la Chaîne de Bouillante suivant l'interprétation de J.D., D.W. et leurs collègues. Suivant G.B. et M.S., par contre, le morne Liquin pourrait appartenir à la même génération que le cône de scories du Gros Fougas, volcan tardif de la Madeleine.

Les coulées massives de basalte sombre (BX3) qui nappent les alentours de la Petite Montagne jusqu'à la côte, semblent provenir de ces deux reliefs.

Aucune datation radiométrique de cet ensemble n'est disponible.

Une caractéristique générale des formations de la Chaîne de Bouillante est l'extrême diversité des faciès pétrographiques exprimés qui varient des basaltes à olivine aux rhyolites à quartz.

(HX3) Phases explosives dont l'origine est inconnue ou douteuse

Plusieurs affleurements de produits pyroclastiques du sud de la Basse-Terre sont difficilement rattachables à l'un ou l'autre des ensembles volcano-structuraux définis ci-dessus. Ces produits se présentent sous la forme de coulées de ponces, de dépôts ponces de déferiantes, de retombées piéniennes, de formations à obsidienne rhyolitique, de coulées de scories de nuées ardentes et des produits de remanement de ces formations. L'âge et le point de sortie de ces produits sont généralement inconnus.

Les affleurements situés à l'ESE de Vieux-Habitants, au lieu-dit le Tuf, forment une exception. Ici, un petit centre éruptif qui a produit des obsidiennes et des ponces rhyolitiques a pu être reconnu et daté.

L'appareil du Tuf se présente comme un petit maar installé sur une fissure partiellement comblée d'obsidienne rhyolitique. Les bords du maar ne sont conservés qu'en deux ou trois endroits, de part et d'autre de la rivière du Plessis. Ils sont constitués de différents niveaux de brèches ponces et de dépôts grossiers à blocs d'obsidienne plurimétriques. L'un de ces blocs d'obsidienne a été daté par la méthode du K/Ar à $0,325 \pm 0,008$ Ma.

Nous citons ci-dessous d'autres dépôts d'origine inconnue.

- Plusieurs carrières de la propriété Danois, située au SE du Baillif en bordure de la Rivière des Pères, sont ouvertes soit dans les dépôts du substratum, soit dans les ponces de Pintade. Le front de taille de la carrière occidentale abandonnée présente trois formations : (1) à la base, des nuées ardentes de type St-Vincent, de composition andésitique, (2) un ensemble de coulées et de retombées ponçueuses plus ou moins remaniées, (3) un lahar ou une partie de coulée de débris formant la base des dépôts de ponces de Pintade exploités dans les carrières orientales. L'unité (2) contient des niveaux à grosses ponces blanches, arrondies, soyeuses et riches en gros cristaux de quartz. Datés par thermoluminescence (voir Annexe 1), ces quartz ont fourni un âge de $0,244 \pm 0,018$ Ma.

L'unité (2) contient également des ponces finement rubanées montrant un contraste de composition élevé : dacite à quartz et andésite basique à grosses olivines.

- D'importants niveaux de coulées de scories affleurent en plusieurs endroits dans la partie occidentale du Massif de la Soufrière : en bordure de mer, ils forment le morne Mabouya et les déblais de la RN 2 au nord du Baillif, à Grand Marigot, 3 km au NE du Baillif, ils montrent des ensembles de petits bancs riches en lapilli ponçueux anguleux, se ravinant les uns les autres, dans les berges de la rivière Saint-Louis, entre le Baillif et Matouba, ils sont souvent riches en cendres rougeâtres.

- Au lieu-dit Blanchette, à 1 km 500 au nord du Baillif le long de la RN 2, on trouve un ensemble de retombées ponçueuses pliniennes andésitiques et de cendres et scories noires basaltiques reposant en discordance sur la coulée du Plessis.

- Enfin, des ponces dacitiques soyeuses affleurent, en nombreux petits bancs, dans les berges de la rivière Rouge, juste en amont de son confluent avec la rivière Saint-Louis. Ces ponces ont la même nature pétrographique et les mêmes caractéristiques géochimiques que celles situées dans le secteur Morne à Jules - Tarare, à 1 km au nord de Vieux-Habitants.

(PX3, HX3) L'épisode explosif de l'Anse des Pères

L'activité volcanique ayant donné lieu aux coulées de **ponces dacitiques à quartz** de l'Anse des Pères constitue un épisode plinien majeur du sud de la Basse-Terre. C'est lui qui va être à l'origine des dépôts à quartz que nous avons convenu de choisir comme **niveau repère** marquant la limite du substratum et de la base du Massif de la Soufrière (voir p. 16).

Cet épisode a donné lieu à des dépôts de coulées de ponces et de retombées aériennes dont les affleurements sont dispersés dans tout le Massif de la Soufrière. J.D. et D.W. y rattachent également les argiles riches en quartz qui forment le **top stratigraphique** du substratum en de nombreux endroits. Celles-ci proviendraient de l'altération et de la lixiviation des cendres de ce même épisode.

Les coulées de ponces liées à cet épisode ont été décrites pour la première fois, il y a plus de trente ans, à l'Anse des Pères. Elles affleurent, dans le SE du massif, le long de la rivière Grande Anse, entre Dolé et la côte, et dans la partie occidentale de la ville de Trois-Rivières. Très récemment, en mars 1986, des coulées de ponces de même nature pétrographique, ont été découvertes dans la basse rivière des Pères, à l'ouest du massif. Ces dernières sont attribuées au même épisode.

Les dépôts pliniens de l'éruption de l'Anse des Pères sont situés dans la partie ouest du massif où ils forment de petits affleurements très dispersés dans le secteur Matouba - Baillif - Vieux-Habitants. Cette dispersion à l'ouest des retombées est probablement due à la direction des vents dominants lors de l'éruption. Les

affleurements les plus significatifs sont situés : sur la crête formant la partie SE du village du Matouba jusqu'au lieu-dit Grand Parc, à Bellevue (2 km à l'est du Baillif), le long de la route de Plessis à Saint-Robert (NW du Baillif), au lieu-dit Montval, au pied du Morne Montval, dans les déblais de la rocade WNW de Basse-Terre où les ponces à quartz reposent en discordance sur les produits des Monts Caraïbes.

Les argiles à quartz se retrouvent très abondamment au sommet des dépôts du substratum du Massif de la Soufrière. Elles sont particulièrement abondantes sur les produits des Monts Caraïbes à Goubeyre et sur les reliefs anciens à l'est du massif (Petites Mamelles, Petite Montagne).

Deux datations par thermoluminescence sur les quartz (voir Annexe 1) sont disponibles pour cet épisode. A l'Anse des Pères, les quartz des coulées de ponces sont datés à $0,140 \pm 0,014$ Ma. Les quartz des dépôts pliniens de Montval ont, d'autre part, fourni un âge de $0,108 \pm 0,010$ Ma. Ces datations sont probablement concordantes étant données les erreurs systématiques importantes affectant ce type de détermination et suggèrent de situer l'âge de l'**éruption de l'Anse des Pères** vers $0,122 \pm 0,015$ Ma.

(GM1 à GM5) L'ensemble effusif de Trois-Rivières

Les reliefs mous situés entre les Monts Caraïbes, la Madeleine et Bananier, sont constitués de coulées de lave d'épaisseur pluridécamétrique, en majorité massives, empiétant les unes sur les autres. Elles affleurent bien aux alentours du bourg de Trois-Rivières, le long de la côte entre Bord de Mer (Trois-Rivières) et Bananier et dans la rivière Grande Anse au-dessus de Dolé.

La lave de ces coulées est une andésite porphyrique relativement basique et plus ou moins bulleuse, porphyrique, à plagioclase, deux pyroxènes et oxydes ferrotitanés. L'olivine est souvent présente en phénocristaux.

Ainsi que nous l'avons évoqué précédemment (p. 16), le problème de l'origine de ces coulées n'est pas résolu. Elles peuvent représenter le stade initial, soit du volcan composite de la Grande Découverte (J.D. et D.W.), soit du complexe éruptif de la Madeleine (G.B. et M.P.S.). L'absence d'âges radiométriques et de relations claires avec les formations plus récentes ne permettent pas de trancher entre ces deux hypothèses. Dans la première, elles sont nécessairement antérieures aux ponces de Pintade, tandis que dans la seconde elles pourraient leur être postérieures.

(G1 à G3) La phase Grande Découverte stricto sensu

Cette phase correspond à la construction de l'essentiel du volume du Massif de la Soufrière. Les auteurs de la notice s'accordent à y rattacher un ensemble de coulées laviques massives superposées de composition andésitique qui affleurent sporadiquement à la périphérie du massif et en forme l'armature morphologique.

Ces andésites ont une composition chimique et pétrographique monotone (voir p. 15). Les coulées sont en général plus minces et plus étendues que celles des épisodes postérieurs.

Plusieurs âges K/Ar ont été obtenus : $0,143 \pm 0,006$ Ma pour la coulée de Fond Bernard (1 km 200 au nord du Matouba), $0,129 \pm 0,005$ Ma pour celle formant le ressaut de la troisième chute du Grand Carbel (6 km à l'ouest de Capesterre), $0,100 \pm 0,010$ Ma pour l'andésite formant le Morne Goyavier (1 km au SW du dôme de la Soufrière).

Ces données permettraient de situer la construction de l'édifice principal du volcan de la Grande Découverte dans une période d'une durée de 30 000 ans environ, à partir d'il y a 140 000 ans.

G.B. et M.P.S. considèrent cependant que cette construction a débuté antérieurement à l'épanchement des coulées et comprendrait tout ou partie des écoulements de scories de la rivière des Pères (HX3, p. 18), certainement antérieurs aux coulées, ainsi que les produits de l'éruption de l'Anse des Pères (HX3 et PX3, p. 19). Les âges de l'éruption de l'Anse des Pères (0,122 Ma) et ceux de l'épisode Grande Découverte (0,140 à 0,100 Ma) ne sont pas incompatibles avec cette hypothèse eu égard aux erreurs systématiques possibles entre les méthodes de datation K/Ar et la thermoluminescence (voir Annexe 1).

(PG4, HG4) L'épisode plinien de Pintade

A une époque qui n'est pas connue avec précision mais se situerait entre 0,100 Ma et environ 40 000 BP (soit une fourchette de 60 000 ans) a eu lieu la plus importante éruption explosive du Massif de la Soufrière. Les produits de cette **éruption plinienne** auraient eu, à l'origine, un volume de plusieurs km³ (peut-être 10 km³). Leurs affleurements sont dispersés sur toute la périphérie du massif.

Les produits émis au cours de cette éruption ont une composition andésitique très semblable à celle des coulées de lave de l'épisode Grande Découverte. Ce sont des ponces porphyriques, relativement lourdes, à patine rose à jaune. Les cassures fraîches montrent un aspect scoriacé sombre. On y rencontre de nombreux blocs rubanés dont les contrastes de composition pétrographiques et géochimiques ne sont que mineurs.

Le grand volume de produits émis serait la cause d'un **affaissement caldérique** dans la région sommitale du volcan de la grande Découverte. Les limites de la **caldéra de la Grande Découverte** sont largement oblitérées par l'activité volcanique subséquente du massif. Il n'en subsisteraient que les vestiges des remparts nord formant aujourd'hui une partie du cratère du **Carmichaël**.

Les imposantes coulées de ponces de cet épisode affleurent dans les zones côtières occidentales et dans les profondes vallées des rivières principales (rivière des Pères, rivière Noire). Les meilleurs affleurements (carrilères de Pintade et Danois, par exemple) montrent une succession de plusieurs coulées pyroclastiques métriques à décamétriques, parfois séparées de minces niveaux de retombées dont certains montrent des **lapilli accrétonnés**. Dans plusieurs affleurements, ces coulées surmontent directement une **coulée de débris** qui paraît donc s'être mise en place peu avant l'éruption plinienne. Cette coulée de débris, de grand volume, pourrait alors correspondre à un très important débouillage de cratère ou à un écroulement d'un secteur entier du volcan.

Les produits de retombées aériennes de l'épisode de Pintade n'affleurent que sporadiquement, surtout à l'ouest du massif (allées dominants). On peut les observer dans de bonnes conditions dans les déblais de la petite route d'exploitation allant de Claire Fontaine à Mont d'Or (NW du Baillif). Ils se présentent sous forme de bancs métriques constitués de blocs et lapilli granulométriquement bien classés. Il semble qu'une grande partie de ces dépôts ait été érodée.

Comme il est dit ci-dessus, l'âge de l'éruption de Pintade n'est pas bien connu. Ceci tient à deux circonstances : les essais de datations K/Ar de ces produits se sont soldés par un échec et, d'autre part, il semble que leur âge soit situé dans un domaine situé en dehors des techniques K/Ar et ¹⁴C (voir Annexe 1). Des corrélations micropaléontologiques effectuées sur les niveaux de cendres des sondages en mer de la campagne **ANTIVOLC 81** (Travaux inédits de G. Glaçon, Université d'Alx - Marseille) indiquent que la mise en place de ces produits se situerait vers 70 000 BP.

L'éruption de Pintade et la formation de la caldéra de la Grande Découverte terminent la phase Grande Découverte s.s.

(G5, G6) L'épisode Carmichaël

Des coulées andésitiques relativement épaisses se mettent en place postérieurement à l'épisode de Pintade. Elles représentent l'activité volcanique **post-caldéra** du volcan de la Grande Découverte. Les coulées et dômes coulées de la Savane à Mulets, de la Savane aux Ananas (nord du Carmichaël), de la Chasse Sébastopol (est du Carmichaël), des Bains Jaunes (sud de la Soufrière) et du Nez Cassé (SW du Carmichaël) feraient tous partie de cet épisode de construction du **volcan du Carmichaël**. Ces formations n'ont malheureusement pas pu être datées directement mais leurs âges doivent logiquement se situer dans la fourchette 0,140 Ma à 11 500 BP.

(PGM, NGM) L'ensemble des dépôts pyroclastiques du Grand Carbet

Dans le secteur oriental du Massif de la Soufrière affleure tout un ensemble de coulées de ponces (**PGM**) et de nuées ardentes (**NGM**) de nature et d'aspect variés (Fig. 8).

On les observe le long du bord de mer entre Bananier et Capesterre, le long de la rivière St-Sauveur et surtout dans le cours aval de la rivière du Grand Carbet jusqu'à l'altitude de 300 m, au pied de la 3^e chute du Carbet. On en connaît des témoins plus au sud, dans la rivière de Grande Anse (altitude 120 m) et au sud-ouest, sur les hauteurs de la Ville de Basse-Terre.

Les **coulées de ponces** sont constituées de ponces brunâtres et de scories noirâtres emballées dans une matrice de cendres vitreuses de même composition andésitique.

Mis à part les affleurements des hauts de la ville de Basse-Terre, elles sont stratigraphiquement situées sous les nuées ardentes (NGM, cf. Fig. 8). Les bols carbonisés qu'elles contiennent fournissent des âges supérieurs à 38 500 BP comme les ponces de Pintade dont elles pourraient, en partie, être des témoins orientaux. Les ponces de même nature des hauts de Basse-Terre sont, quant à elles, situées stratigraphiquement au-dessus des dépôts du type des Monts Caralbes et au-dessous de la coulée de débris de 3 100 BP.

Les **nuées ardentes** sont constituées de blocs parfois métriques, emballés dans une matrice cendreuse. Selon les endroits elles sont :

- à andésite porphyrique bicolore à gros phénocristaux de pyroxènes,
- à andésite porphyrique grise plus ou moins scoriacée,
- plus rarement, à andésite vitreuse noire.

La nature des dépôts, le fait qu'il s'agisse d'écoulements pyroclastiques, leur répartition, ainsi que celle des argiles à quartz (**qz**) présentes dans la région, suggèrent que ces coulées de ponces et ces nuées ardentes se sont mises en place dans des vallées relativement étroites aujourd'hui réoccupées par les rivières du Grand Carbet et de St-Sauveur.

Comme nous l'avons signalé plus haut (p. 16), l'origine géographique (secteur de la Madeleine versus volcan de la Grande Découverte ou du Carmichaël) des brèches pyroclastiques du Grand Carbet n'est pas définitivement établie.

La phase Madeleine stricto sensu

(HM3) les produits hydromagmatiques du Galion

Le début de la phase effusive principale de la Madeleine s.s. est marqué par une éruption explosive à caractère hydromagmatique (ou encore phréatomagmatique).

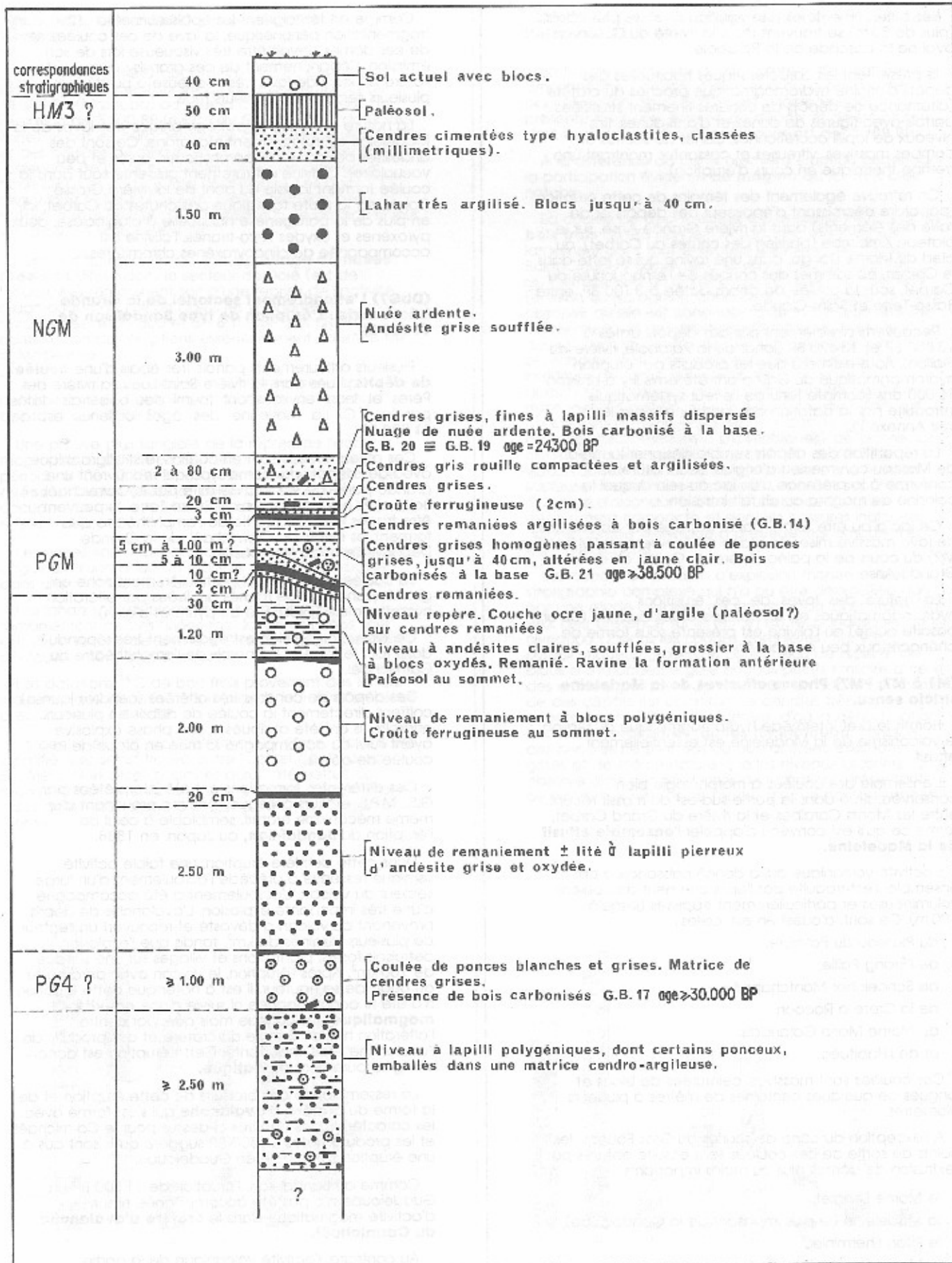


Fig. 8. Coupe stratigraphique des dépôts volcaniques de l'embouchure du Grand Carbet.

Les affleurements les plus significatifs et les plus épais (plus de 30m) se trouvent dans la rivière du Gallon en aval de la cascade de la Parabole.

Ils présentent les caractéristiques habituelles des dépôts d'origine hydromagmatique proches du cratère (alternance de dépôts de cendres finement stratifiées parfois avec figures de dunes et d'anti-dunes, fins niveaux de lapilli accrétonnés, bancs de scories et bombes massives, vitreuses et cassantes montrant une trempe thermique en cours d'éruption).

On retrouve également des témoins de cette éruption (par ordre décroissant d'épaisseur des dépôts et de taille des éléments) dans la rivière Grande Anse, sur le plateau Zimbimbe (parking des chutes du Carbet), au pied du Morne Dongo, dans une ravine qui se jette dans le Carbet, au sommet des coupes de l'embauchure du Carbet, sous la coulée de débris datée à 3 100 BP, entre Basse-Terre et Saint-Claude.

Recouverts directement par des dépôts datés à 13 850 BP et 13 420 BP (lahar de la Parabole, rivière du Gallon), nous estimons que les produits de l'éruption hydromagmatique du Gallon ont été émis il y a environ 15 000 ans (compte tenu de l'erreur systématique introduite par la datation conventionnelle par le ^{14}C , voir Annexe 1).

La répartition des dépôts semble désigner la région de Moscou comme lieu d'origine. Leur nature est conforme à la présence d'un lac au sein duquel la colonne de magma aurait fait intrusion.

Ce lac a pu être formé par le barrage par les coulées de lave massive mises en place antérieurement (M1 et M2) du cours de la paléo-rivière du Gallon ou de la Grande Anse.

La nature des laves de ces éruptions hydromagmatiques est une andésite très basique (ou un basalte acide) où l'olivine est présente sous forme de phénocristaux peu ou pas réactionnels.

(M1 à M7, PM7) Phases effusives de la Madeleine stricto sensu.

Hormis le bref intermède hydromagmatique du Gallon, le volcanisme de la Madeleine est essentiellement effusif.

L'ensemble des coulées à morphologie bien conservée, situé dans la partie sud-est du massif récent, entre les Monts Carabes et la rivière du Grand Carbet, forme ce qu'il est convenu d'appeler l'**ensemble effusif de la Madeleine**.

L'activité volcanique qui a donné naissance à cet ensemble s'est traduite par l'épanchement de coulées volumineuses et particulièrement épaisses (jusqu'à 100m). Ce sont, d'ouest en est, celles :

- du Plateau du Palmiste,
- de l'Étang Paille,
- de Schoelcher-Montchappé,
- de la Crête à Racoon,
- du Morne Marie Galandais,
- et de l'Habitée.

Ces coulées sont massives, ceinturées de blocs et longues de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres.

A l'exception du cône de scories du Gros Fougas, les points de sortie de ces coulées sont ensuite obturés par l'extrusion de dômes plus ou moins importants :

- le Morne Lenglet,
- la Madeleine (le plus imposant de la Guadeloupe),
- le Piton Lherminier,
- le Morne Boudoute,
- le Plateau de la Grande Chasse.

Comme en témoignent les épaisseurs et la fragmentation périphérique, la lave de ces coulées et de ces dômes devait être très visqueuse lors de son émission. L'épanchement de ces grands volumes (de l'ordre du km^3) de lave très visqueuse a pu durer plusieurs semaines à plusieurs mois.

La nature chimique et pétrographique des laves de la Madeleine est relativement monotone. Ce sont des andésites basiques très porphyriques, dures et peu vacuolaires. L'olivine est rarement présente sauf dans la coulée formant la sole du pont de la rivière Grasse Corde, sur la route touristique des chutes du Carbet. Ici, en plus de la paragenèse habituelle à plagioclase, deux pyroxènes et oxydes ferro-titanés, l'olivine est accompagnée de clinopyroxènes chromifères.

(DbG7) L'effondrement sectoriel de la Grande Découverte : L'éruption de type Bandai-san de 11 500 BP.

Plusieurs affleurements parfois très épais d'une **coulée de débris** situés dans la rivière Saint-Louis, la rivière des Pères et leurs environs ont fourni des bois frais datés par le ^{14}C . La moyenne des âges obtenus est de **11 500 BP**.

Ces affleurements sont en continuité stratigraphique avec des dépôts du même type qui recouvrent une grande partie du secteur délimité par le Carmichaël, Bailif et le nord de la ville de Basse-Terre. Ils peuvent être tracés jusqu'à la sortie de l'amphithéâtre que forment les reliefs du Carmichaël, de la Grande Découverte et du Nez Cassé.

La coulée de débris est particulièrement riche en grands panneaux de roches argillisées par altération hydrothermale (présence de pyrite et d'alun).

Ce type d'argilisation est également très répandu dans tout le fond et les parois de l'amphithéâtre du Carmichaël.

Des dépôts de cendres très altérées (cendres jaunes) coiffent directement la coulée de débris en plusieurs endroits. Ils ont été attribués à une phase explosive ayant suivi ou accompagné la mise en place de la coulée de débris.

Ces différentes formations ont été interprétées par G.B., M.P.S. et leurs collègues comme provenant d'un même mécanisme éruptif, semblable à celui de l'éruption du **Bandai-san**, au Japon, en 1888.

Dans cette dernière éruption, une faible activité sismique ressentie a précédé l'écroulement d'un large secteur du volcan. L'écroulement a été accompagné d'une très importante explosion. L'avalanche de débris provenant du volcan a dévasté et recouvert un secteur de plusieurs dizaines de km^2 , tandis que l'explosion détruisait forêts, plantations et villages sur une surface de 100km^2 . Après l'éruption, le volcan avait perdu près du quart de sa hauteur. Il est à noter que cette éruption n'a été ni accompagnée ni suivie d'une **activité magmatique** quelconque mais que, par contre, l'altération hydrothermale du cratère et des produits de l'avalanche était importante. Cette éruption est donc d'origine purement **phréatique**.

La ressemblance des produits de cette éruption et de la forme du **cratère d'avalanche** qui s'est formé avec les caractéristiques décrites ci-dessus pour le Carmichaël et les produits datés 11 500 BP suggère qu'ils sont dus à une éruption semblable en Guadeloupe.

Comme au Bandai-san, l'éruption de 11 500 BP en Guadeloupe n'a pas été accompagnée ni suivie d'activité magmatique dans le **cratère d'avalanche du Carmichaël**.

Au contraire, l'activité volcanique de la partie sommitale du Massif de la Soufrière reprendra un peu plus au sud, au droit de l'actuelle Soufrière.

(Lh08, NS1, NS2 et LhS2) L'activité volcanique pré-3 100 BP

Des lahars (Lh08) apparemment peu étendus reposent localement sur les produits de l'éruption de 11 500 BP (Matouba) ou sous la coulée de débris de l'éruption de 3 100 BP (rivière du Galion, hauts de Basse-Terre). Ils ont les caractéristiques des lahars phréatiques et des coulées de débris liés aux éruptions phréatiques (présence de blocs hydrothermalisés, de panneaux fumerallisés et de bois frais abondants). Les âges ¹⁴C disponibles indiquent que ce type d'éruption s'est produit aux alentours de 8 100 BP. On ne connaît ni leur lieu d'origine ni leur intensité.

Les dépôts, remaniés ou non, de nuage de nuées ardentes (NS1) dans le secteur de Dolé (est de Gourbeyre) témoignent soit d'une reprise de l'activité magmatique du volcan après les événements phréatiques de 11 500 et de 8 100 BP, soit d'une continuation des éruptions essentiellement effusives de la Madeleine.

On ne peut, à ce jour, en dire plus sur ces dépôts de cendres riches en brindilles carbonisées datées aux alentours de 4 500 BP.

Une preuve plus tangible de la reprise de l'activité magmatique dans le Massif de la Soufrière dans la période 8 100 - 3 100 BP est fournie par les dépôts de nuées ardentes (NS2) et de lahars (LhS2) qui occupent la moitié méridionale de la plaine de Moscou et ses alentours.

Les nuées sont monogéniques et constituées de blocs anguleux d'une andésite massive violacée, emballés dans une matrice de même nature peu abondante.

Les lahars sont visiblement des produits de remaniement de ces nuées tant lahars et nuées sont imbriqués le long de la rivière Grande Anse où ils sont particulièrement bien exposés.

Les datations ¹⁴C de bois frais provenant des lahars indiquent que l'éruption qui a présidé leur mise en place a eu lieu vers 3 500 BP.

Le centre éruptif, probablement un dôme, n'a pas été identifié. Il se serait trouvé entre l'actuel dôme de la Soufrière et le Gros Fougas et aurait été détruit ou recouvert par les éruptions plus récentes. Il se pourrait qu'il s'agisse d'une phase éruptive du Gros Fougas lui-même.

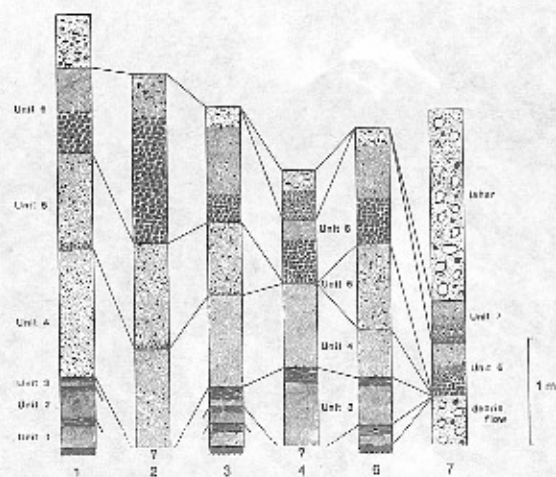


Fig. 9 A. Coupes stratigraphiques corrélées dans les dépôts de blast de l'éruption de 3 100 BP. Le numéro des coupes renvoie aux localisations de la figure 9 D.

(DbS3) L'éruption cataclysmale de type Mount Saint Helens de 3 100 BP

La trilogie coulée de débris - cratère d'avalanche en amphithéâtre - dépôts d'explosion qui a été décrite pour l'éruption de 11 500 BP est encore une fois présente pour une gamme de dépôts et de structures dont la moyenne des âges obtenus est de 3 100 BP.

A la différence de cette première éruption cependant la participation évidente de magma est ici un facteur notable.

La coulée de débris, datée à plusieurs endroits par les bois frais qu'elle contient en abondance, affleure largement dans tout le secteur Soufrière - Matouba - Saint-Claude - Basse-Terre et en contrebas du plateau du Palmiste vers Dolé. Elle est particulièrement épaisse (environ 80 m) dans le cours aval du Galion où l'on peut observer qu'elle est constituée d'au moins quatre unités qui se chevauchent directement l'une sur l'autre le long de surfaces de glissement. Ces surfaces, aisément confondues avec des paléosols, présentent à la partie inférieure de l'unité qui leur est supérieure, une accumulation de gros troncs d'arbres roulés dont il ne reste souvent que les moles. La coulée de débris est constituée de méga-brèches, de blocs de tailles diverses (déclimétriques à plurimétriques), de panneaux décimétriques fragmentés provenant de l'édifice volcanique détruit, le tout baignant dans une matrice sableuse d'abondance variable. Les unités supérieures montrent d'abondants blocs d'une andésite grise relativement compacte et dont les cassures indiquent qu'une trempe thermique a précédé leur emballage dans l'avalanche.

Les dépôts de produits d'explosion montrent une stratigraphie complexe qui n'a pu être débrouillée que par une étude détaillée de terrain et de laboratoire (fig. 9A). Leur présence sur le terrain est reconnaissable au(x) niveau(x) (2 dans les coupes complètes, fig. 9B) pyroclastique(s) grossier(s) constitué(s) de lapilli et de blocs d'une andésite grise en tous points similaire à celle des unités supérieures de la coulée de débris. Le restant de ces dépôts est constitué de cendres très généralement fortement aérées, d'où la dénomination ancienne de cendres jaunes de Matouba. Lorsque ces cendres ne sont pas ou peu altérées elles sont grises et de même nature que les niveaux grossiers. On y observe alors certains bancs à laminations présentant de nombreux moules de feuilles d'arbre contorsionnées.

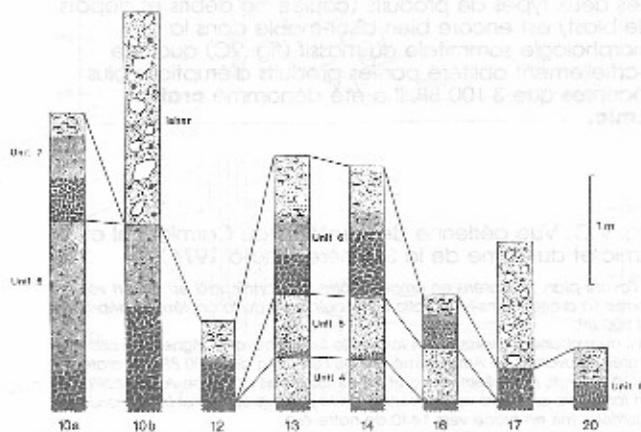




Fig. 9 B - Photographie des dépôts de blast de l'éruption de 3100 B.P. Pont de la ravine aux Écrevisses, route St-Claude-Matouba. Voir coupe n° 1. Fig. 9 A.

Les niveaux grossiers des dépôts de « **blast** » ont des caractères qui indiquent une mise en place à haute température indubitable, cassures conchoïdales des blocs indiquant une trempe thermique, nombreux **bois carbonisés**, par exemple. Les bois carbonisés ont donné des âges ^{14}C situés dans la même fourchette que ceux, frais, de la coulée de débris (voir Annexe 2).

Le **cratère en amphithéâtre** d'où semblent provenir ces deux types de produits (coulée de débris et dépôts de blast) est encore bien discernable dans la morphologie sommitale du massif (fig. 9C) quoique partiellement oblitéré par les produits d'éruptions plus récentes que 3100 BP. Il a été dénommé **cratère Amic**.

Fig. 9 C : Vue aérienne des cratères du Carmichaël et Amic et du dôme de la Soufrière (Photo 1976).

A l'avant-plan, le cratère en amphithéâtre du Carmichaël est ouvert vers l'ouest (à droite) dans la direction d'écoulement de la coulée de débris de 11500 BP.

Plus au sud, une dépression en forme de fer à cheval souligne les limites du cratère d'avalanche Amic formé lors de l'éruption de 3100 BP. Ce cratère est, à présent, partiellement comblé par les restes du dôme Amic (colline en forme de croissant vers le centre de la photographie) et le dôme de la Soufrière, mis en place vers 1440 de notre ère.

Au sud du dôme de la Soufrière, on observe le cône de scories démantelé de l'Échelle ainsi qu'une partie du cône régulier de la Citame. Les volcans des Monts Carabes sont situés à l'arrière-plan droit de la photographie.

La coulée de débris a une extension reconnue d'une trentaine de km² et les produits d'explosion d'environ 60 km². Ils sont distribués principalement dans la direction d'ouverture du cratère Amic. Ces surfaces représentent



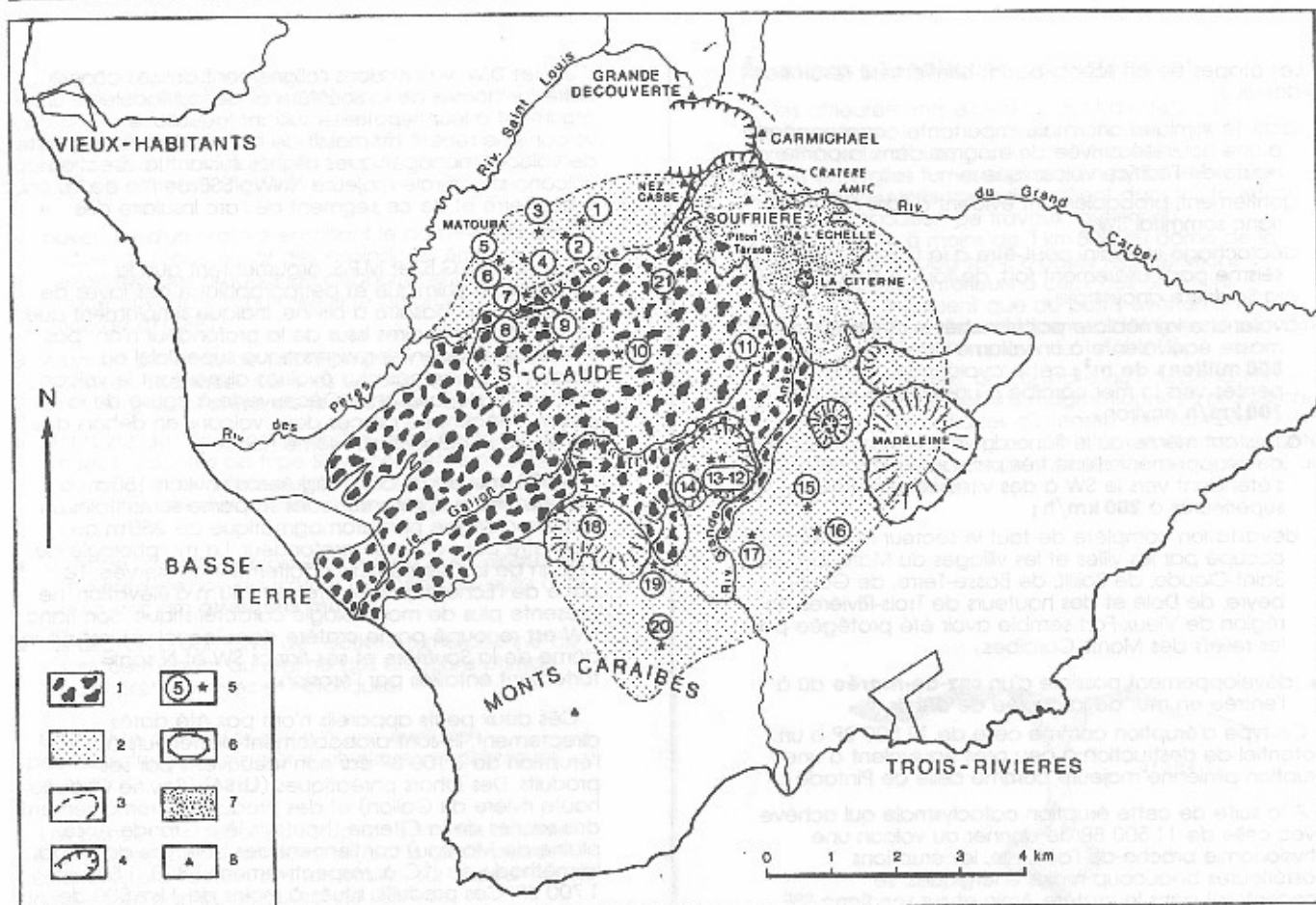


Fig. 9D. Répartition des dépôts de blast et de coulée de débris de l'éruption de 3100 BP.

1 - Coulée de débris - 2 - Limite des affleurements des dépôts de blast - 3 - Limite de la coulée de débris sous les dépôts de blast - 4 - Cratères d'avalanche Amic et Carmichael - 5 - Situation des coupes de la figure 9 E - 6 - Dômes - 7 - Dépôts de la Phase Soufrière post-3100 BP - 8 - Sommets principaux.

l'extension minimum de ces produits lors de l'éruption. En effet, la coulée de débris se prolonge sous la mer caraïbe, à l'ouest de Basse-Terre. D'autre part, les produits de blast sont en partie recouverts, aux altitudes inférieures à la partie ouest de la ville de Saint-Claude, par la coulée de débris elle-même. L'extension originelle de ces produits a pu être de plus de 40 km² et de l'ordre de 100 km² respectivement (fig. 9 D).

Le déroulement (scénario) de l'éruption qui a donné lieu à ces produits et au cratère d'avalanche Amic a pu être reconstitué en suivant le modèle de l'éruption du 18 mai 1980 du **Mount Saint Helens**, état de Washington, ouest des U.S.A., particulièrement bien observée et étudiée (Fig. 9 E).

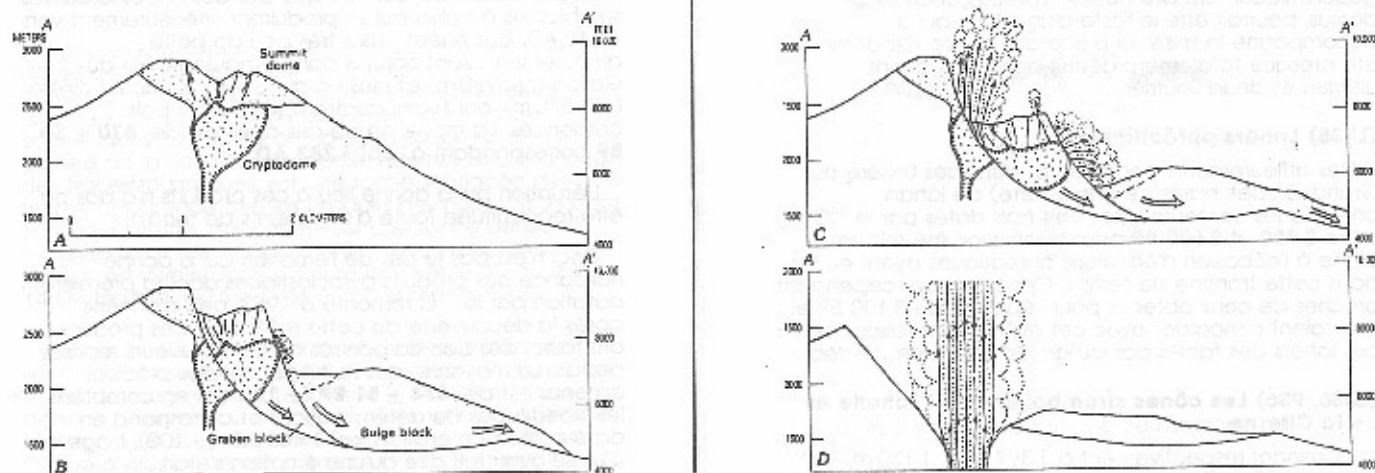


Fig. 9E. Schéma du déroulement de l'éruption du 18 mai 1980 du Mount Saint-Helens, U.S.A. (modifié d'après Moore et Albee, 1981).

A - Coupe montrant le profil du volcan après l'injection interne de magma (cryptodôme) de mars à mai 1980.
 B - Glissement du flanc nord environ 20 secondes après la secousse sismique qui l'a déclenché.
 C - Développement de l'explosion majeure dirigée, environ 30 secondes après le début du glissement.
 D - Éruption plinienne faisant suite au décollage du sommet du volcan.

Les étapes de ce scénario sont brièvement résumées ci-dessous :

- activité sismique anormale importante correspondant à une nouvelle arrivée de magma dans la partie haute de l'édifice volcanique,
- gonflement, probablement évident à l'œil nu, du flanc sommital SW,
- décrochage soudain, peut-être à la faveur d'un séisme particulièrement fort, de tout le flanc SW de la Soufrière ancestrale,
- avalanche immédiate par tranches successives d'une masse équivalente à un volume de **500 millions de m³** ; cette avalanche dévale les pentes vers la mer caribbe à une vitesse estimée à **100 km/h** environ,
- à l'instant même où le flanc du volcan s'écroule, développement d'une très puissante explosion s'étendant vers le SW à des vitesses généralement supérieures à **200 km/h** ;
- dévastation complète de tout le secteur maintenant occupé par les villes et les villages du Matouba, de Saint-Claude, de Baillif, de Basse-Terre, de Gourbeyre, de Dolé et des hauteurs de Trois-Rivières ; la région de Vieux-Fort semble avoir été protégée par les reliefs des Monts Caribbes,
- développement possible d'un **raz-de-marée** dû à l'entrée en mer de la coulée de débris.

Ce type d'éruption comme celle de 11 500 BP a un potentiel de destruction à peu près équivalent à une éruption plinienne majeure comme celle de Pintade !

À la suite de cette éruption cataclysmale qui achève avec celle de 11 500 BP de donner au volcan une physionomie proche de l'actuelle, les éruptions postérieures beaucoup moins énergiques, se concentrent dans le cratère Amic et sur son flanc SSE.

(NS4, S4) L'épisode Amic

Peu de choses sont connues d'une éruption qui a donné lieu au dépôt de nuées ardentes violacées dont il n'existe que quelques affleurements dans la partie sommitale du massif (route touristique de la Soufrière, alt. 1 180 m), en rive gauche de la rivière Noire (alt. 850 m) et en d'autres points plus discrets représentés sur la carte géologique (les dépôts sont parfois d'attribution douteuse). Ces nuées ardentes n'ont pas livré de bois carbonisés datables.

Le Morne Amic, dont le relief est constitué d'une andésite violacée semblable pétrographiquement et géochimiquement aux nuées ardentes décrites ci-dessus, pourrait être le reste d'un dôme qui a accompagné la mise en place des nuées. Ce dôme a été presque totalement détruit par les éruptions ultérieures de la Soufrière.

(Lh55) Lahars phréatiques

Des affleurements ponctuels et dispersés (rivière du Grand Carbet, hauts de Basse-Terre) de lahars phréatiques contenant des bois frais datés par le ¹⁴C entre **2 900** et **2 600 BP** pourraient avoir été mis en place à l'occasion d'éruptions phréatiques ayant eu lieu dans cette tranche de temps. Ces âges sont cependant proches de ceux obtenus pour l'épisode de 3 100 BP et pourraient concorder avec cet événement faisant de ces lahars des facès particuliers de la coulée de débris.

(Lh56, P56) Les cônes stromboliens de l'Échelle et de la Citerne

Culminant respectivement à 1 397 m et 1 150 m, les cônes de l'Échelle et de la Citerne sont constitués par un empilement de **projections scoriacées** plus ou moins rubéfiées, dans lesquelles s'intercalent des coulées de lave peu épaisses et des produits d'éruption phréatomagmatique (**P56**). L'imbrication de leurs produits éruptifs montre que leur édification est contemporaine.

J.D. et D.W. voient dans l'alignement de ces cônes entre les dômes de la Soufrière et de la Madeleine un argument à leur hypothèse suivant laquelle le volcanisme récent du massif de la Soufrière est une suite de volcans monogéniques alignés suivant la direction volcano-structurale majeure NNW - SSE de l'île de la Basse-Terre et de ce segment de l'arc insulaire des Petites Antilles.

Par contre, G.B. et M.P.S. argumentent que la composition chimique et pétrographique des laves de ces cônes, un basalte à olivine, indique simplement que les magmas primaires issus de la profondeur n'ont pas intersecté le réservoir magmatique superficiel où résident les magmas plus évolués alimentant le volcan composite de la Grande Découverte à cause de la position décentrée de ces deux volcans en dehors des limites de la caldéra du même nom.

La Citerne est un cône régulier, d'environ 150 m d'élévation, qui présente, dans sa partie sommitale, un cratère d'origine phréatomagmatique de 250 m de diamètre pour 50 m de profondeur. La morphologie du volcan de la Citerne est parfaitement conservée. Le cône de l'Échelle, par contre, de 250 m d'élévation, ne présente plus de morphologie caractéristique. Son flanc NW est recoupé par le cratère dans lequel est installé le dôme de la Soufrière et ses flancs SW et N sont fortement entaillés par l'érosion.

Ces deux petits appareils n'ont pas été datés directement. Ils sont probablement postérieurs à l'éruption de 3 100 BP car non recouverts par ses produits. Des lahars phréatiques (**Lh56**) (Ravine Chaude, haute rivière du Gallon) et des produits de remaniement des scories de la Citerne (haute rivière Grande Anse, plaine de Moscou) contiennent des bois frais datés par la méthode du ¹⁴C à, respectivement 1 800, 1 545 et 1 700 BP. Ces produits, situés à moins de 1 km 500 de ces cônes, pourraient correspondre à des témoins de leur activité. Ces cônes se seraient donc construits vers **1 680 BP**, soit, en date calibrée, aux alentours de **cal 360 AD** (Voir Annexe 1).

(NS7, P58, NS8, S8) Les éruptions de la Soufrière stricto sensu

Deux éruptions magmatiques ayant eu lieu à l'intérieur du cratère Amic dans le dernier millénaire forment l'activité du volcan de la Soufrière stricto sensu.

La première n'est connue que par des nuées ardentes semblables à celles qui se produisent ultérieurement vers 1 440 AD. Ces nuées, dont très peu de petits affleurements sont connus dans la haute rivière du Gallon (alt. 980 m) et plus en aval, dans la même rivière (alt. 570 m), ont fourni quatre âges ¹⁴C sur bois carbonisés. La moyenne de ces âges est de **670 ± 50 BP** correspondant à **cal 1 283 AD**.

L'éruption qui a donné lieu à ces produits n'a pas pu être reconstituée faute d'arguments de terrain.

Ceci n'est pas le cas de l'éruption qui a donné naissance aux produits pyroclastiques dont la première datation par le ¹⁴C remonte à 1953, peu d'années après la découverte de cette méthode. Ces produits ont fourni des bois carbonisés datés à plusieurs reprises depuis. La moyenne des huit âges les plus précis obtenus est de **414 ± 51 BP** (+ 180 ans en comptant les incertitudes de détermination) et correspond en date calibrée à environ **cal 1 440 AD** (± 100). L'âge de 414 BP avait fait dire qu'une éruption s'était probablement produite au **XVI^e siècle**, entre la découverte de l'île par Christophe Colomb et sa colonisation en 1635. Cette date avait été calculée d'après la méthode conventionnelle (voir Annexe 1) et s'établissait à 1 950 - 414 = 1 536 de notre ère. Les calibrations absolues apparues depuis montrent que cette interprétation était probablement incorrecte.

L'éruption qui a donné lieu aux produits datés à 1 440 AD a été étudiée en détail tant par les levées de terrain que par des études de laboratoire visant à établir un **scénario** réaliste de son déroulement. Nous en donnons, avant une description succincte des produits, une brève synthèse (fig. 10).

- ouverture d'un cratère entaillant le dôme Amic et le cône de l'Échelle par des explosions, émission explosive des produits de débouillage du cratère, cette ouverture a pu déjà être amorcée par l'éruption de 670 BP,
- éruption plinienne de faible ampleur projetant des ponces dacitiques dans les environs immédiats (< 1 km) du **cratère de la Soufrière** ainsi formé,
- poursuite de l'éruption explosive avec émission de nuées ardentes de type St Vincent et la projection de lapilli et de blocs autour du cratère, les nuées ardentes atteindront des distances de quelques km du cratère,
- arrêt de l'activité explosive et extrusion du **dôme de la Soufrière**, ce qui clôture l'éruption qui aura duré au maximum **quelques mois**;
- installation progressive de l'activité fumerolienne de surface menant au régime des éruptions phréatiques préhistoriques et historiques.

On assiste durant l'éruption à une évolution spectaculaire des caractères physiques et chimiques des produits.

Les ponces du début de l'éruption sont des dacites très bulleuses. On les retrouve, en petits blocs souvent très altérés par l'action des fumerolles, sur le pourtour du dôme et, en particulier, au col de l'Échelle.

Faisant suite à ces ponces, les coulées pyroclastiques (nuées ardentes) et les projections montrent une proportion de plus en plus importante de scories noires à composition d'andésite basique à petites olivines. Ces scories noires contiennent, au fur et à mesure de la progression de l'éruption, une quantité décroissante de blocs rubanés composites dont les parties claires sont identiques aux ponces du début de l'éruption. Les coulées pyroclastiques contiennent également une proportion décroissante d'**éjecta accidentels** vers le haut des coupes stratigraphiques. Ce dernier fait démontre que le cratère était toujours agrandi par les explosions mais dans une mesure décroissante au cours du temps.

Enfin, les explosions cèdent le pas à l'extrusion du dôme de la Soufrière dont les caractéristiques pétrographiques et géochimiques sont **identiques** (dans les limites des analyses) à celles des scories andésitiques. Ce dôme comblera presque totalement le cratère de la Soufrière. Sa partie externe, visible le long des traces touristiques, est une roche scoriacée de même apparence que les produits des nuées St Vincent. Sa partie interne, par contre, est une roche dense et massive. Une belle coupe montrant ces variations de texture est visible dans la fissure ouverte le 30 août et le 14 septembre 1976 par les éruptions phréatiques.

Les caractères des produits et le déroulement de l'éruption ont suggéré qu'elle avait été provoquée par l'influx de magma basique chaud (1 100°C ou plus) dans un réservoir (ou chambre) magmatique superficiel (environ 6 km sous le sommet) contenant un magma évolué à plus basse température (950°C) et saturé par une phase gazeuse riche en vapeur d'eau. Le choc thermique résultant de cette intrusion aurait provoqué, dans ce réservoir, une surpression suffisante pour en fracturer le toit jusqu'à la surface et provoquer l'éruption explosive. On a pu estimer que le temps écoulé entre l'intrusion de « **magma frais** » dans le réservoir superficiel et l'éruption a été au plus de quelques jours.

Éruptions phréatiques préhistoriques

Des affleurements excessivement discrets (non représentés sur la carte) de produits d'éruptions phréatiques similaires à ceux des éruptions historiques (riches en argilles fumerolliennes, en pyrite et en aluns) ont été découverts sporadiquement dans les fonds de ravines, à l'occasion de travaux routiers ou d'éboulements, à moins de 1 km 500 du dôme de la Soufrière. Ces dépôts sont, d'après leurs relations stratigraphiques, antérieurs à ceux des éruptions historiques. Ils indiquent que de petits événements phréatiques ont eu lieu relativement tôt (peut-être moins de cent ans) après l'éruption de 1 440 AD.

Revenant au passé, on constate qu'indépendamment ou annonçant les éruptions magmatiques se produisent des éruptions phréatiques d'intensité très variable. Ceci s'est répété tout au long de l'histoire volcanique récente (postérieurement à la phase Madeleine stricto sensu) du Massif de la Soufrière.

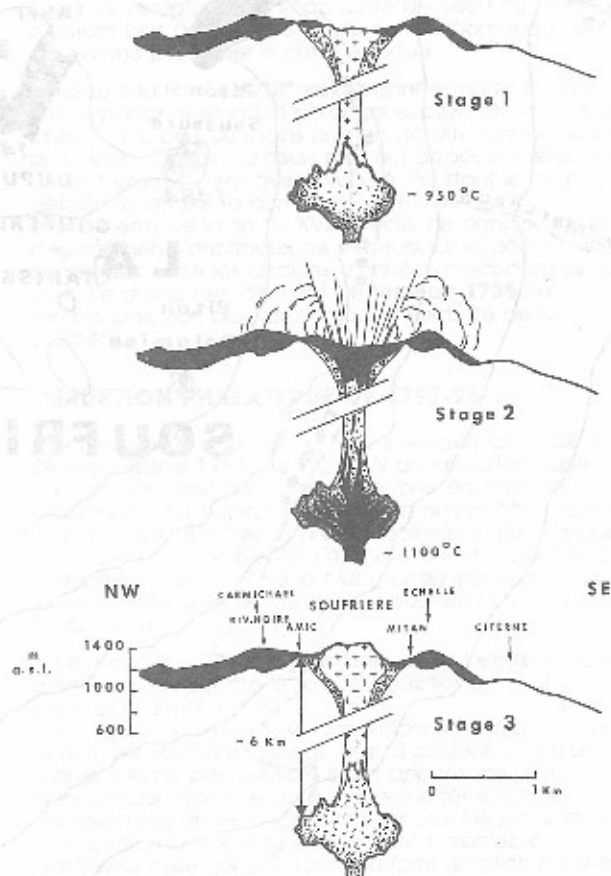


Fig. 10. Illustration schématisée de l'éruption de 1440 AD.

Coupe 1 - Section schématisée montrant l'état de la Soufrière avant l'éruption. Le cratère Amic est partiellement occupé par de la lave massive provenant d'éruptions antérieures. Une chambre magmatique remplie de magma dacitique est située à environ 6 km sous le sommet.
Coupe 2 - L'intrusion de magma peu différencié (andésite basique) et à haute température à la base de la chambre provoque une surpression brutale et une éruption explosive.
Coupe 3 - État actuel de la Soufrière.

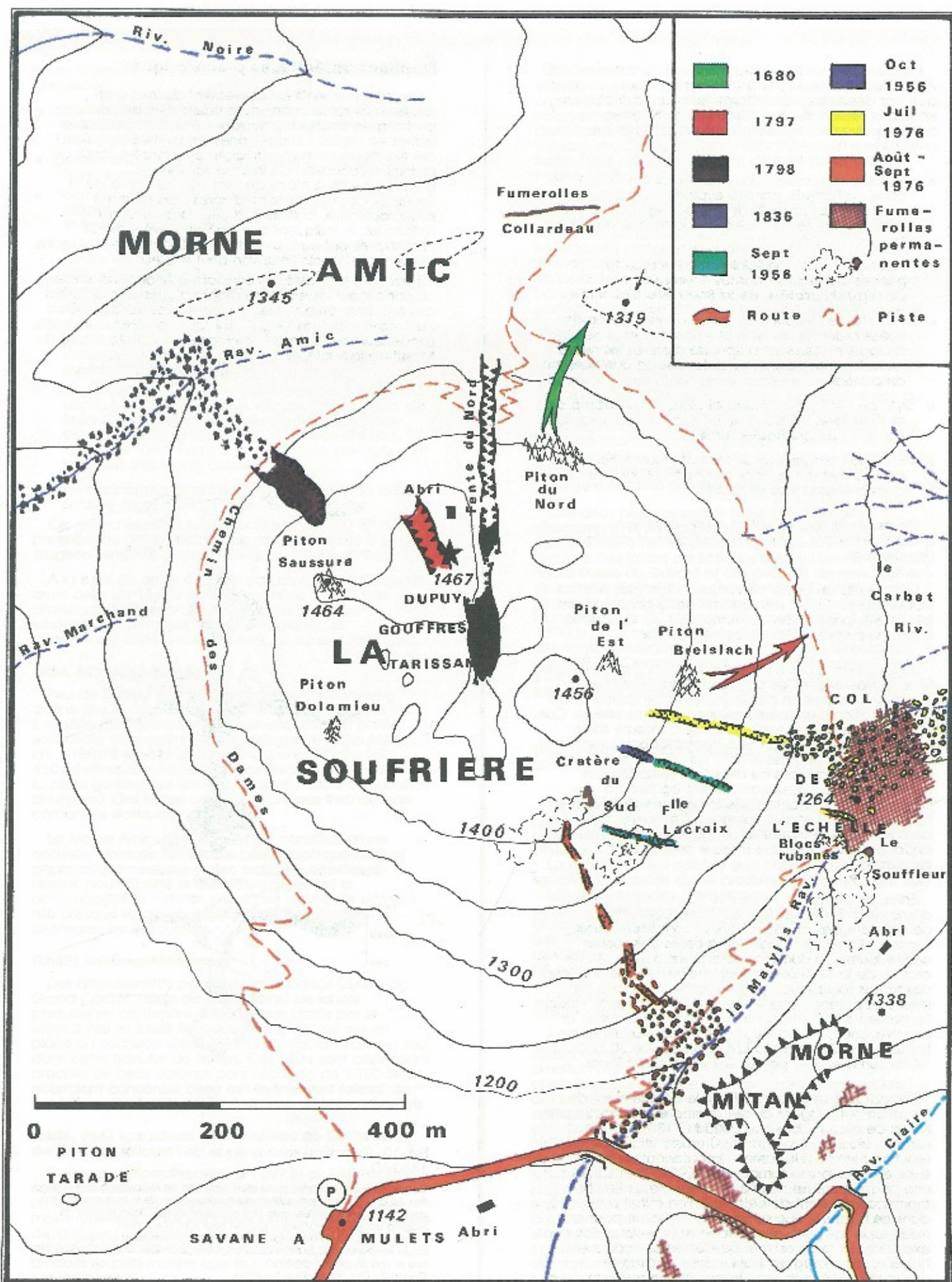


Fig. 11. Carte illustrant l'activité phréatique historique.

Les zones actives lors des éruptions historiques majeures ont été représentées en différentes couleurs.

LES ÉRUPTIONS PHRÉATIQUES HISTORIQUES

La Guadeloupe n'est connue du monde occidental que depuis le deuxième voyage de **Christophe Colomb** vers les Indes occidentales. Naviguant vers l'ouest, il passe Marie Galante début **novembre 1493** et aborde la **Basse-Terre à Sainte-Marie**.

« Nous y arrivâmes du côté d'une grande montagne qui semblait vouloir s'élever jusqu'au ciel, et au milieu de laquelle était un pic plus haut que tout le reste de la montagne, et duquel coulaient des sources d'eau vive de divers côtés, surtout de celui par lequel nous étions venus. A la distance de trois lieues, ces sources ressemblaient à un jet d'eau qui se précipitait de si haut, qu'il semblait tomber du ciel, et qui paraissait aussi gros qu'un bœuf... »

Dans cette dernière phrase, le docteur Chauca, historien du voyage, paraît avoir voulu désigner la deuxième chute du Carbet. L'interprétation ancienne de ce texte a transmis l'idée que la Soufrière était en éruption à cette époque. Il semble maintenant que cette interprétation ait été abusive. Rappelons cependant que la dernière éruption magmatique remontait, en date calibrée, à environ 1440 de notre ère. La grande fourchette d'erreur qui affecte cette date ne permet cependant pas de dire si cette dernière éruption s'est produite avant ou après la découverte de l'île par Colomb. La morphologie du sommet du massif décrite par Chauca pourrait ne pas correspondre à la présence du dôme puisqu'il parle d'un « pic » élevé...

Quoi qu'il en soit, un siècle et demi se passe avant la colonisation par les Français en **1635**, les premiers compte rendus circonstanciés sur la géographie de l'île et sur l'activité de la Soufrière.

LES XVII^e ET XVIII^e SIÈCLES

Plusieurs textes du XVII^e et XVIII^e siècles font état d'événements éruptifs. Certains sont empreints de beaucoup de romantisme et doivent être interprétés avec prudence.

Dans les descriptions succinctes qui suivent on se référera, pour la toponymie, au cartouche de la carte et à la Fig. 11.

En 1654 puis 1667, le **R.P. du Tertre** relate la physionomie de la Soufrière telle qu'il l'a connue en **1645**.

« Cette montagne est presque ronde ; au-dessus de la plate-forme s'élèvent deux petites éminences, comme deux pointes de roches, distantes de vingt ou trente pas ; l'une au côté du Sud, et l'autre au côté du Nord ; celle-ci semble estre une gueule d'Enfer, ou une cheminée du Montgibel, fumante comme une fournaise enfumée, et dans les nuits les plus serelines, on voit cette fumée entremêlée de petites flammes de feu... »

A cette époque, le dôme présentait donc une activité fumerolienne vigoureuse.

Plusieurs mentions sont faites d'événements ayant eu lieu en **1680** ou, plus vraisemblablement, lors du tremblement de terre majeur de **1690**. En ce temps là, une partie du Piton du Nord s'est éboulée, une nouvelle fissure s'est ouverte dans le dôme, des détonations, des projections de blocs et de cendres auraient également été constatées. Ces dernières manifestations pourraient alors avoir ressemblé à l'activité de 1956.

Le **R.P. Labat** dépeint en termes imagés l'ascension qu'il fit du volcan en **1696** :

« ...en tournant autour de la montagne, et montant toujours, nous nous trouvâmes dans des pierres brûlées, et dans des lieux où il y avait près d'un demi-pied (environ 10 cm) de cendres blanchâtres qui sentaient fort le soufre... Enfin nous nous trouvâmes sur la hauteur. C'est une vaste plate-forme inégale couverte de monceaux de pierres brûlées de toutes sortes de grosseurs. La terre

fumoit en bien des endroits, où nous ne jugeâmes pas à propos de nous aller promener... et nous vîmes au dessous de nous du côté de l'Est la bouche de la Soufrière. C'est un trou ovale qui me parut de dix-huit à vingt toises (35 à 40 m) de large... d'ailleurs il en sortoit de tems en tems des tourbillons de fumée noire, épaisse, sulphurée, mêlée d'étincelles de feu... Il y a une autre bouche beaucoup plus petite que la première, qui paroît comme une voûte ruinée. Il en sortoit aussi une grosse fumée et beaucoup d'étincelles. Tous les environs de ces deux bouches étoient pleins de fentes et de crevasses qui rendoient beaucoup de fumée. Ce qui marque que cette montagne est creuse et comme une cave pleine de feu et de souffre qui se consume peu à peu, et qui à la fin fait affaisser la voûte, et y cause des crevasses et de nouvelles ouvertures ».

Dans sa description on reconnaît bien l'aspect actuel du dôme et de ses flancs. Le dégagement intense de vapeurs, peut-être chargées de poussières, par les bouches sommitales et la cendre blanchâtre à odeur sulfureuse qu'il note, font penser que la Soufrière pouvait être en éruption phréatique peu intense. Cependant, l'épaisseur relativement grande de cendres sur les flancs du dôme tendrait à les attribuer à celles émises au cours de l'éruption plus importante de 1680 ou 1690, d'autant plus que le Père Labat ne mentionne pas de paroxysme particulier à cette époque.

Jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, années où se produit une importante éruption phréatique, plusieurs récits font allusion à la plus ou moins grande activité fumerolienne du volcan. Certains auteurs sont-ils frappés par elle, qu'ils en font état souvent avec prolixité. Pourtant le rapport détaillé fourni par la commission d'étude des événements de la fin du XVIII^e siècle, ne signale pas de dégagements anormaux de vapeurs sur le dôme dans les années, voire les dizaines d'années précédant cette crise. Le grand tremblement de terre de **1735** ne semble pas, non plus, avoir modifié l'activité de la Soufrière.

L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE DE 1797-98

« Lorsque dans la nuit du 7 au 8 vendémiaire (28 au 29 septembre 1797), le VOLCAN de la Guadeloupe s'est rallumé avec l'appareil d'une forte éruption, les inquiétudes des habitans de cette île durent être d'autant plus grandes, que depuis près d'un siècle, il était tranquille et paroissait devoir bientôt s'éteindre comme celui de St-Eustache... il était dont de la plus grande importance, pour la tranquillité publique, que l'état actuel de la montagne fût connu ».

Le 3 octobre 1797, **Victor Hugues** et **Lebas**, « Agens particuliers du Directoire exécutif aux îles du vent », prennent l'arrêté suivant :

« Considérant que le volcan, vulgairement connu sous le nom de Soufrière, n'a agi, jusqu'à présent, que d'une manière lente, peu sensible et en apparence peu dangereuse, mais que depuis quelque tems, les tremblements de terre sont devenus plus fréquens, que quelques-unes des secousses ont été violentes, et entr'autres celle qui a précédé la forte éruption qui a eu lieu dans la nuit du 7 au 8 de ce mois ; éruption qui a couvert de cendres volcaniques une partie considérable de cette île, et a sensiblement altéré la configuration de la montagne, au point que quelques pitons assez élevés ont totalement disparu ;

Considérant encore que la fumée, qui n'indiquoit que des cratères peu conséquens, s'est extrêmement accrue et manifeste par ses diverses directions, qu'il s'en est ouvert plusieurs très-larges, et qu'il est à craindre que les saits cratères ne vomissent au premier jour des torrens de laves ;

Considérant enfin que cet événement mérite d'autant plus leur attention, qu'il intéresse les sciences, l'existence de la Guadeloupe, et peut-être celle de la plupart des

des du vent de l'Amérique, ont décidé de nommer une commission spéciale, pour faire à ce sujet les observations et les recherches nécessaires... »

La commission qu'ils nomment va, en effet, se charger d'une étude très complète de tous les aspects des événements éruptifs et de leur interprétation en termes de risques.

La crise éruptive de 1797-98 est précédée, d'après la commission, par une activité sismique ressentie dans les années qui la précèdent. Le 31 janvier à 14h30, se produit une secousse particulièrement violente dirigée de l'est à l'ouest. A nouveau pour la commission, c'est elle qui marque les prémices de l'éruption.

Le 28 septembre 1797, vers 18 h, un grondement, ressenti dans toute la Basse-Terre, se fait entendre. Il reprend vers 20 h et est accompagné d'une secousse sismique. Le bruit va en s'amplifiant « jusqu'à ce qu'ayant éclaté comme le canon, de la ville on le crut terminé ». Vers minuit, un mugissement, ressemblant au bruit que font les vents d'un cyclone, se poursuit jusqu'à 2 h 30 du matin. En même temps, un nuage noir chargé de « cendres » (ce terme est impropre; voir la discussion ci-dessous, p. 32) volcaniques se dirige vers l'ouest. Au Matouba, ces cendres se déposent en abondance avec une forte pluie, au point de faire piler les végétaux. La rivière Rouge, d'ordinaire limpide, charrie pendant 12 heures des eaux boueuses. La même cendre, à odeur sulfureuse, se dépose dans tout le secteur, de la Soufrière. Jusqu'aux villages côtiers et au-delà, en mer. Le 29 septembre au matin, les eaux de la rivière du Baillif se seraient réchauffées au point de les rendre désagréables à boire.

Le panache volcanique continue à déposer des cendres vers l'ouest jusque dans l'après-midi du **1^{er} octobre** où le sommet s'éclaircit. L'émission d'un panache cendréux cède le pas à de hautes colonnes de vapeur.

L'« explosion » (ce terme, comme celui de « cendres », est impropre, voir la discussion ci-dessous, p. 32) de la nuit du 28 au 29 septembre a provoqué, sur le dôme et ses alentours plusieurs changements notables (fig. 11) consignés dans le rapport de la visite que fait la commission au sommet du 3 au 6 octobre :

- éboulement d'une partie du Piton de l'Est (Piton Breislach ou Dent de l'Est ?) à la fois vers le col de l'Échelle et le plateau du dôme,
- ouverture d'une large fissure à partir du centre du plateau sommital vers le NNW,
- abondantes émissions, sous pression, de vapeur d'eau chargée d'hydrogène sulfuré (H_2S) par la nouvelle fissure, le Cratère du Sud et ses environs et une fissure située à l'aplomb de l'éboulement de la Dent de l'Est,
- épais dépôts de cendres boueuses à odeur sulfurée, de lapilli et de blocs autour des fissures émettrices surtout dans la direction opposée au vent et jusqu'à environ 1 km.

Les gaz sont entraînés par les vents alizés vers l'ouest et se rabattent en volutes derrière le dôme. Suivant la commission, il ne fait aucun doute que l'essentiel des projections de cendres provienne de la nouvelle fissure NNW.

Plusieurs autres explosions phréatiques se produisent jusqu'en **avril 1798** et donnent lieu à des dépôts de « la même cendre jusque dans les hauteurs de la Capestère ». Il est probable que ces dépôts vers l'est aient été dus au fait des sautes intermittentes de direction des vents, nous sommes en saison d'hivernage.

Le **22 avril 1798**, vers 14h, se produit une nouvelle explosion notable. Une fissure de débouillage est observée après la dissipation des abondantes émissions de vapeur, trois jours après. L'explosion a projeté une grande masse de débris jusque dans la partie

supérieure du flanc du Morne Amic qui fait face à cette nouvelle fissure. L'avalanche de ces débris a barré le haut cours de la rivière Noire et aurait provoqué une diminution du débit de la rivière des Pères dans laquelle elle se jette en contrebas.

Cette nouvelle fissure est connue sous le nom d'**éboulement Faujas**.

L'explosion du 22 avril marque la fin de l'éruption.

L'ACTIVITÉ PHRÉATIQUE DU XIX^e SIÈCLE

Plusieurs périodes de suractivité fumerollienne ont été observées durant le XIX^e siècle. Elles sont décrites dans l'ouvrage de **A. Lacroix** sur les éruptions de la Montagne Pelée de 1902-03. Les plus notables ont été :

- celle de 1809 à 1812,
- celle de septembre à décembre 1879,
- l'apparition, en **1896**, d'un nouveau champ fumerollien sur le versant nord du Morne Amic; ce champ sera baptisé de **fumerolles Collardeau**.

Il est à noter que, comme en 1735, le grand **tremblement de terre du 8 février 1843** qui a détruit **Pointe à Pitre**, ne cause aucun changement dans l'activité des fumerolles.

L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE DE 1836-38

Une éruption phréatique qui n'aura pas l'ampleur de celle de 1797-98, se déclare à la Soufrière le **3 décembre 1836**. Néanmoins, le docteur **Lherminier**, grand observateur de la région, la voit annoncée, comme pour la précédente, par les nombreuses secousses sismiques qui ont eu lieu depuis 1825.

Un grondement de 4 minutes se fait entendre et, à nouveau, de la cendre se dépose sous le vent jusqu'à **Vieux-Habitants** et ce, pendant plusieurs semaines. C'est principalement le « **Cratère de l'Est** » qui semble avoir émis le plus de cendres, mais d'autres cratères ou fissures émettent violemment de la vapeur d'eau sulfureuse tels les Cratères du Sud et certaines des fissures du plateau sommital à l'exception de la fissure NNW de l'éruption de 1797-98.

Le **12 février 1837**, une coulée de boue sulfureuse chaude et de blocs de rocher prend naissance en amont de l'éboulement Faujas, s'y déverse et le comble partiellement.

Par la suite, l'activité fumerollienne reste importante pendant quelques années.

Il faut noter que les manifestations de 1836-37 ont souvent été situées en **1837-38** à la suite d'erreurs de dates qui apparaissent dans l'ouvrage de 1904 d'A. Lacroix.

L'ACTIVITÉ PHRÉATIQUE DU XX^e SIÈCLE

Pendant la première moitié du XX^e siècle, plusieurs auteurs se sont intéressés à la Soufrière. Aucun ne note d'activité fumerollienne anormalement élevée.

Par contre, en automne 1955, un an avant la crise de 1956, on observe une fumerolle nouvelle sur les flancs du dôme, dans le prolongement de la fente SE (sous le site des fumerolles Lacroix). Quelques mois plus tard, une seconde fumerolle apparaît non loin du cratère Napoléon, au sommet du dôme. L'activité des fumerolles périphériques est restée constante durant tout ce temps.

L'ÉRUPTION PHRÉATIQUE D'OCTOBRE 1956

Le **19 octobre**, à 20 h 40 environ, plusieurs détonations en provenance du sommet sont entendues par des excursionnistes campant aux sources du Galion. Le lendemain, le paysage saupoudré de cendres annonçait que la Soufrière était entrée dans une nouvelle phase éruptive. La chute de cendres s'étendait jusqu'à **Basse-Terre** et **Baillif** en suivant les allizés. Le dôme était coiffé d'un panache de vapeur de plus de 500 mètres de haut. Phénomène intéressant, le Souffleur, fumerolle principale du col de l'Échelle, n'émet plus qu'un mince filet de vapeur. Les retombées de cendres se réduisent progressivement jusqu'au 24 octobre et ne dépassent plus les environs du dôme. Parallèlement, le Souffleur retrouve son débit d'origine. Le **24 octobre** à 15 h, un panache particulièrement chargé de cendres est émis avec violence. Il est poussé par les alizés vers l'ouest mais ne dépose de la cendre que dans un secteur très localisé s'étendant du dôme jusqu'à Baillif et Racray en bord de mer. Basse-Terre et Vieux-Habitants ne sont pas atteints. Les projections de cendres cessent le 27 octobre, tandis que l'émission de vapeur décroît progressivement.

Comme pour les éruptions antérieures, la crise de 1956 est précédée et accompagnée d'une **recrudescence de l'activité sismique**. Cependant, durant cette dernière éruption, elle est restée peu intense. Elle ne s'est manifestée, de janvier à octobre 1956, que par 2 séismes ressentis alors que le nombre mensuel de séismes ressentis peut atteindre plusieurs par mois sans qu'aucune activité éruptive ne s'ensuive. Par contre, les sismomètres installés par le **Laboratoire de Physique du Globe** ont enregistré, à partir de septembre 1956, un nombre significativement plus élevé que la normale de petites secousses. Ce type d'activité sismique s'est poursuivi pendant l'éruption et jusqu'en décembre. Elle s'est accompagnée le 17 décembre de deux secousses ressenties et soulignées par des grondements. L'éruption était alors terminée.

LA CRISE ÉRUPTIVE DE 1975-77

Une crise sismique (voir texte sur la sismicité, p.33), remarquable par le nombre de séismes enregistrés certains jours, se produit en **juillet 1975** (fig. 12). Un nombre croissant de petites secousses sont, à nouveau, enregistrées à partir de **novembre 1975**. Ce nombre continue de croître pour atteindre plusieurs centaines par mois au **printemps 1976**. Certains des séismes sont d'intensité plus élevée et sont ressentis (plus de 80 de janvier à début août 1976) par la population vivant sur le volcan puis, dans toute l'île. Après les scientifiques et l'administration, la population sent qu'une situation anormale se développe et s'en alarme.

Enfin, le **8 juillet 1976**, à 8 h 55, la Soufrière entre en éruption. Alors qu'un **trémor volcanique** (vibration continue du sol à basse fréquence) est détecté par le réseau sismologique, le panache se développe et est poussé vers l'ouest par les alizés. Il obscurcit, pendant plus de vingt minutes, la région de **Saint-Claude - Matouba** provoquant un exode partiel spontané de la population.

Tandis que les explosions phréatiques se poursuivent, que l'activité sismique augmente encore pour atteindre près de **6 000 séismes enregistrés** et au moins 41 secousses ressenties en **août 76** et qu'une cendre abondante est déposée sous le vent du volcan, la surveillance scientifique s'intensifie et l'évacuation totale des secteurs menacés par l'éruption magmatique que l'on peut craindre, s'organise (en fait le **plan ORSEC « Volcan »** est prêt depuis mars 1976). Elle est prononcée le **15 août** au matin. Plus de 50 000 personnes sont alors déplacées.

Une querelle d'experts éclate. Son thème, d'importance, est celui du développement possible de la crise en une éruption catastrophique. Il est clairement apparu, plus tard, que le manque de connaissance de **l'histoire éruptive du Massif de la Soufrière** a largement contribué à l'entretenir.

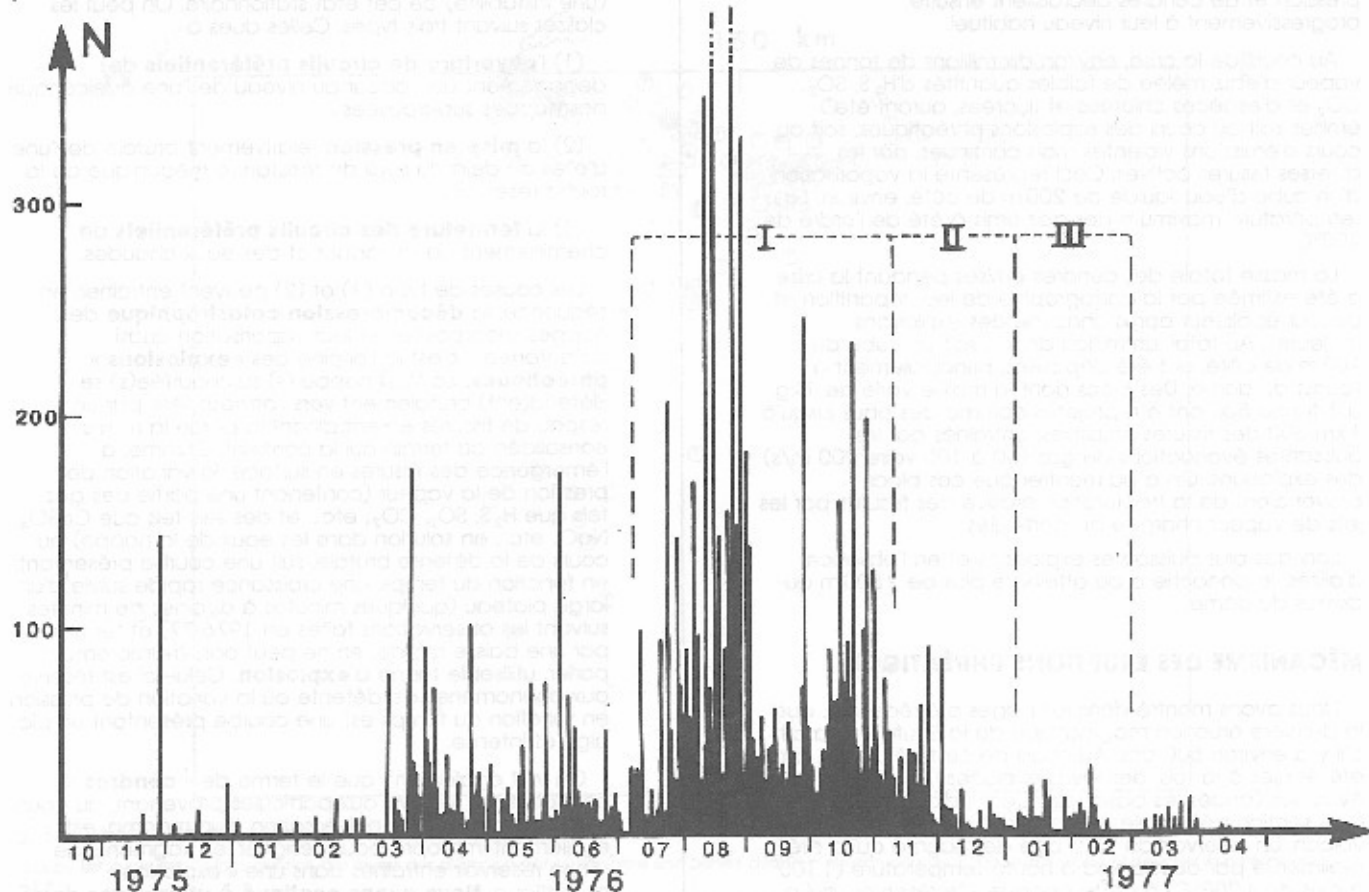


Fig. 12 : Histogramme des séismes associés à la crise éruptive de 1975-77.

Nous donnons ci-dessous un aperçu rapide du déroulement de la crise.

- Juillet 1976 : première explosion phréatique le 8, ce sera l'une des plus intenses, réouverture de la fissure SE de 1956, lahar (coulée de boue) prenant sa source sur le flanc SE du dôme et descendant, par le col de l'Échelle, vers le Carbet et jusqu'à la troisième chute, trois autres explosions se produisent les 24, 25 et 27, nombre de séismes enregistrés, environ 1 200,
- Août 1976 : explosions phréatiques les 9, 21, 25 et 30, ouverture spectaculaire d'une nouvelle fissure éruptive dans le flanc SSE du dôme et orientée vers son centre, projections et avalanche de blocs dans la ravine Matylis et le Gallon, environ 6 000 séismes enregistrés, évacuation totale de la région Basse-Terre - Matauba - St-Claude - Gourbeyre,
- Septembre 1976 : explosions les 14 et 22, environ 1 700 séismes,
- Octobre 1976 : explosions les 2, 10 et 30, environ 2 300 séismes,
- Novembre 1976 : explosions les 1, 6, 7 et 10, environ 1 000 séismes,
- Décembre 1976 : pas d'explosion, environ 400 séismes, la fin de l'évacuation est officiellement prononcée,
- Janvier 1977 : explosions les 5, 13, 14, 15, 17 et 29, environ 310 séismes,
- Février 1977 : explosions les 13 et 15, environ 180 séismes,
- Mars 1977 : violente explosion phréatique, la dernière de la crise, le 1^{er}, 153 séismes,
- Avril 1977 : environ 30 séismes enregistrés.

L'activité sismique et l'émission de vapeur sous pression et de cendres décroissent ensuite progressivement à leur niveau habituel.

Au cours de la crise, environ dix millions de tonnes de vapeur d'eau, mêlée de faibles quantités d' H_2S , SO_2 , CO_2 et d'espèces chlorées et fluorées, auront été émises soit au cours des explosions phréatiques, soit au cours d'émissions violentes mais continues, par les diverses fissures actives. Ceci représente la vaporisation d'un cube d'eau liquide de 200 m de côté, environ. La température maximum des gaz émis a été de l'ordre de 200°C.

La masse totale des cendres émises pendant la crise a été estimée par la cartographie de leur répartition et de leur épaisseur après chacune des explosions majeures. Au total, un million de m^3 , soit un cube de 100 m de côté, ont été déposées, principalement à l'ouest du dôme. Des blocs dont la masse varie de 1 kg à 1 tonne 500 ont été projetés comme des obus jusqu'à 1 km 500 des fissures éruptives, entraînés par les puissantes évacuations de gaz (50 à 100 voire 200 m^3/s) des explosions. On a pu montrer que ces blocs provenaient de la fracturation érosive des fissures par les jets de vapeur chargée de particules.

Lors des plus puissantes explosions et en l'absence d'alizés, le panache a pu atteindre plus de 2 500 m au-dessus du dôme.

MÉCANISME DES ÉRUPTIONS PHRÉATIQUES

Nous avons montré dans les pages précédentes, que la dernière éruption magmatique de la Soufrière datait d'il y a environ 500 ans. Au cours de cette éruption, ont été émises à la fois, des laves évaluées (dacites) et peu évaluées (andésites basiques). Ceci indique qu'il existe (voir section pétrologie et magmatologie, p. 14) sous le volcan, un réservoir de stockage de magma qui a été réalimenté par du magma à haute température (1 100° à plus de 1 200°C) à cette époque. Ce réservoir, qui a probablement existé depuis des milliers d'années,

constitue une importante source de chaleur à haute température et, éventuellement, de gaz (vapeur d'eau et autres composés). C'est, pense-t-on, lui qui est plus ou moins directement, le moteur du système hydrothermal qui alimente, entre autres, les fumerolles de surface permanentes.

D'autre part, les études hydrogéologiques ont montré que, schématiquement, les eaux météoriques rechargeaient en cascade, des nappes souterraines superposées de petites dimensions. L'essentiel de la masse d'eau contenue dans ces nappes est, bien sûr, localisée dans les roches de l'édifice les plus poreuses. Ces nappes alimentent les sources thermales ou non-thermales du massif et sont donc en perpétuel renouvellement par les eaux de pluies infiltrées.

La combinaison de ces deux situations entraîne l'existence d'un système hydrothermal (et géothermique) **dominé par l'eau liquide**. Dans un tel système, la chaleur dégagée en profondeur par le réservoir magmatique, entretient (par convection de vapeur et conduction thermique) dans les nappes superposées, un gradient de température tel que les eaux, soient tout juste maintenues à l'ébullition, le dégagement de vapeur, vers le haut, maintient le système à l'équilibre. La variation dans la profondeur de ces nappes exige que la température de leurs eaux suive la courbe d'ébullition en fonction de la pression.

Pour un terrain homogène, contenant une proportion constante d'eau pure liquide, l'on atteindrait la pression (221 bars) et la température (374°C) critiques de vaporisation à environ 1 000 m de profondeur. Le fait que les eaux d'un système hydrothermal soient chargées de gaz et de sels divers en solution n'entraîne qu'une petite variation de cette profondeur.

Nous venons de décrire la situation d'un système hydrothermal volcanique dans son **état stationnaire**.

Diverses causes peuvent entraîner un **déséquilibre** (une instabilité) de cet état stationnaire. On peut les classer suivant trois types. Celles dues à :

(1) **l'ouverture de circuits préférentiels** de dégagement de vapeur au niveau de l'une quelconque des nappes superposées,

(2) **la mise en pression** relativement brutale de l'une d'elles au delà du seuil de résistance mécanique de la roche réservoir,

(3) **la fermeture des circuits préférentiels** de cheminement de la vapeur et des eaux chaudes.

Les causes de type (1) et (2) peuvent entraîner, en séquence, la **décompression catastrophique** des nappes superposées et leur vaporisation quasi-instantanée. C'est là l'origine des « **explosions phréatiques** ». La (les) nappe (s) surchauffée(s) se détend(ent) brutalement vers l'atmosphère par un réseau de fissures en entraînant la partie la moins consolidée du terrain qui la contient. Comme, à l'émergence des fissures en surface, la variation de pression de la vapeur (contenant une partie des gaz tels que H_2S , SO_2 , CO_2 , etc... et des sels tels que $CaSO_4$, $NaCl$, etc... en solution dans les eaux de la nappe) au cours de la détente brutale, suit une courbe présentant, en fonction du temps, une croissance rapide suivie d'un large plateau (quelques minutes à dizaines de minutes suivant les observations faites en 1976-77) et terminée par une baisse rapide, on ne peut pas, à proprement parler, utiliser le terme d'**explosion**. Celui-ci est réservé aux phénomènes de détente où la variation de pression en fonction du temps est une courbe présentant un pic aigu et intense.

On voit également, que le terme de « **cendres** », normalement réservé aux particules provenant, au cours d'une éruption, de la pulvérisation d'un magma, est également impropre pour désigner les fragments de roche réservoir entraînés dans une « explosion » phréatique. **Nous avons continué à utiliser ces deux mots par faute de termes scientifiques appropriés.**

Suivant les écoles, l'origine des éruptions phréatiques est attribuée tantôt aux causes du type (1), par exemple, l'ouverture de fissures par **déformation tectonique**, tantôt à celles du type (2), par exemple, l'**admission brutale** dans les nappes inférieures, de **gaz magmatiques** à très haute température (700° à peut-être 1000°C) provenant d'une nouvelle alimentation de la chambre magmatique. Il faut souligner que les unes comme les autres causes ne sont probablement pas indépendantes mais que les départager entraînerait des investigations scientifiques au-delà des technologies actuellement praticables.

Les causes du type (3) sont celles qui président à la phase de retour du système hydrothermal à son état stationnaire après un épisode de suractivité. Les circuits de circulation préférentielle des gaz chauds se rebouchent soit par tassement des terrains soit par l'action de l'altération hydrothermale des roches fissurées en argiles plastiques imperméables. Ce processus de fermeture du système peut durer plusieurs années à des dizaines d'années suivant la perturbation induite par l'instabilité qui l'a précédée.

LA SISMICITÉ DE LA SOUFRIÈRE ET LE CONTEXTE TECTONIQUE DE LA GUADELOUPE

D'une manière générale, l'activité sismique des Petites Antilles est de même nature que celle d'autres régions du monde situées dans des **zones de subduction**. Ce contexte géodynamique (voir p. 13) est caractérisé par des tremblements de terre dont les foyers se trouvent dans deux zones distinctes : (1) au sein de la plaque enfouie par le processus de subduction, (2) au sein de la plaque lithosphérique restée dans sa position externe normale. Dans la plupart des zones de subduction, les **séismes** les plus **profonds** (20 à plusieurs centaines de km) et les plus **violents** sont provoqués par la déformation cassante de la **lithosphère subductée**. D'autres secousses, en général **moins violentes** et plus

superficielles, affectent la **plaque chevauchante** et, en particulier, la partie la plus proche de la zone de collision des deux plaques, le fossé océanique. À ces séismes dus au frottement entre les plaques peuvent s'ajouter, le cas échéant, les tremblements de terre associés aux volcans vivants qui sont, en général, de faible énergie et ont des foyers à profondeurs relativement faibles (0 à 10 km).

La fig. 13 montre que la situation pour la Guadeloupe est légèrement différente puisque la part majeure de l'activité sismique est située dans la plaque Caraïbe chevauchante.

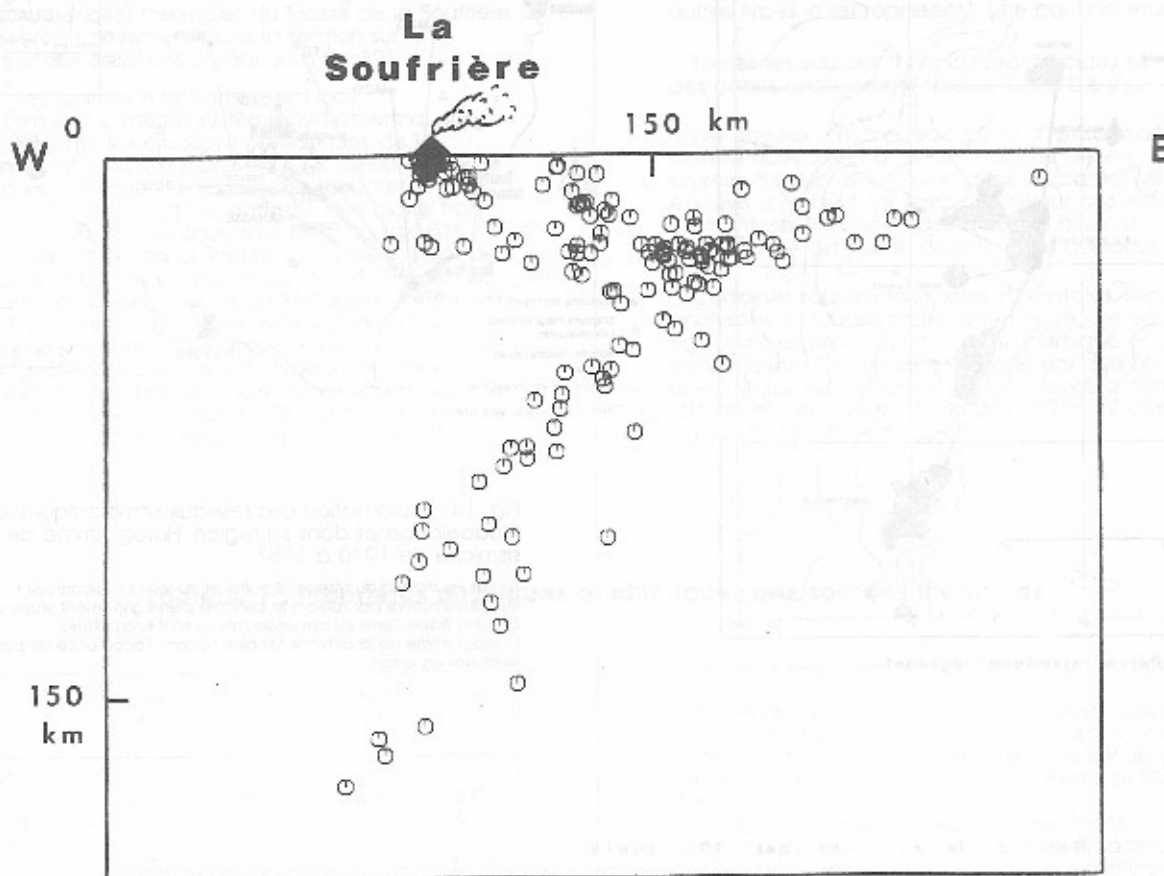


Fig. 13 : Répartition des séismes détectés par les réseaux de la Guadeloupe.

La coupe est le résultat de la projection des foyers des séismes ayant eu lieu dans une bande de 50 km environ centrée sur la Guadeloupe et pendant la période de 1985 à 87. On notera que les séismes les plus nombreux ont lieu dans la partie supérieure de la plaque caraïbe. Les séismes les plus profonds délimitent cependant bien la plaque subductée.

LE RÉSEAU SISMOLOGIQUE DE LA GUADELOUPE ET DE SA RÉGION

L'Institut de Physique du Globe de Paris poursuit, depuis **juillet 1950**, l'étude de la sismicité en Guadeloupe. C'est tout d'abord une seule station à enregistrement qui est installée. Plus tard, puis après la crise de 1956 et encore après celle de 1975-77, le nombre de sismomètres a été augmenté jusqu'à former les réseaux actuels (fig. 14). Ces réseaux sont opérés et maintenus par l'Observatoire Volcanologique de la Soufrière vers lequel toutes les stations envoient leurs enregistrements.

La plupart des sismomètres sont des instruments à une composante verticale et courbe de réponse centrée sur 1 Hz. Quelques stations à 3 composantes (une composante verticale et deux composantes horizontales orientées perpendiculairement) et grande dynamique complètent deux réseaux dits « **régional** » et « **volcanique** ». En 1976, une centrale d'acquisition des données télétransmises a été installée dans la poudrière du Fort Saint-Charles, à Basse-Terre. Cette localisation temporaire a été préférée à celle du Parnasse, à Saint-Claude, pour des raisons de sécurité et de protection en cas d'éruption.

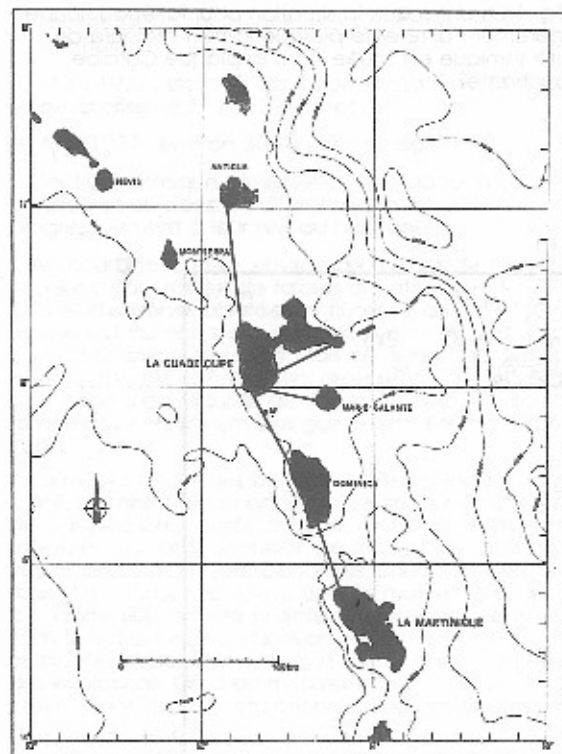
De 1978 à 1983, une moyenne de 490 séismes régionaux ont été détectés chaque année en Guadeloupe. Les séismes superficiels ($h \leq 50$ km) sont au moins quatre fois plus nombreux que ceux considérés comme profonds ($h \geq 50$ km). Parmi ce type de secousses, 169 ont été ressenties par la population entre 1905 et 1982.

SISMICITÉ DU MASSIF DE LA SOUFRIÈRE

Le réseau de surveillance moderne, installé depuis 1976, a permis de connaître les détails de l'activité sismique permanente du Massif de la Soufrière. Cette activité, dont les secousses sont le plus généralement de faible à très faible amplitude (100 à 10 000 fois plus faible que des secousses ressenties), se localise, pour sa majeure partie, à l'aplomb du dôme de la Soufrière.

La sismicité du Massif de la Soufrière se présente sous forme d'une activité de **bruit de fond** de 5 à 10 séismes par mois doublée de **crises** en **essais** de plusieurs dizaines de secousses réparties sur quelques jours (fig. 12).

Cette partie **volcano-tectonique** de l'activité sismique permanente caractérise le Massif de la



Réseau sismique régional

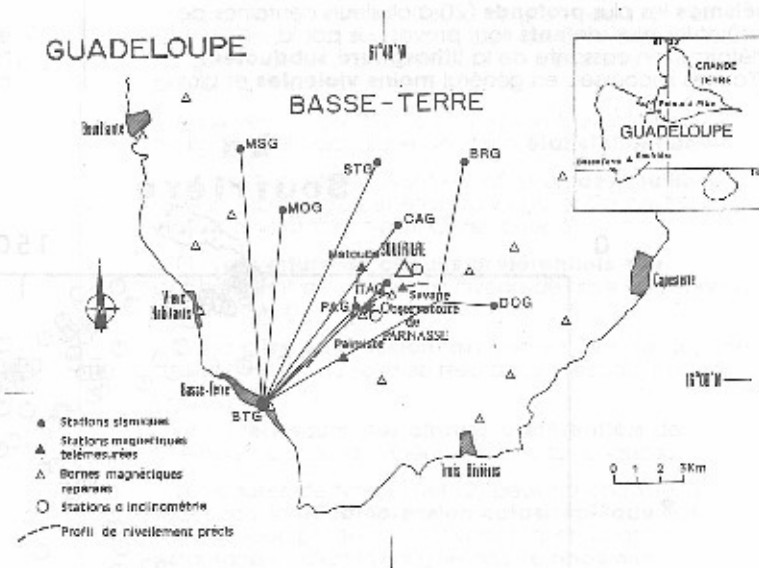
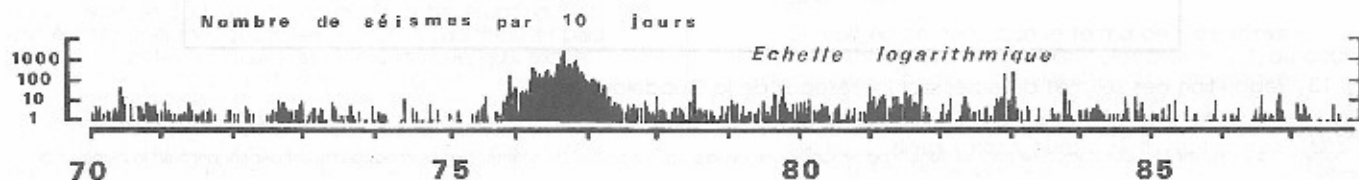


Fig. 14. Implantation des réseaux sismologiques en Guadeloupe et dans sa région. Histogramme de la sismicité de 1970 à 1987.

Toutes les stations du réseau régional et du réseau volcanique transmettent leur observations par radio à la centrale d'enregistrement située au Fort-Saint-Charles, Basse-Terre où ces observations sont interprétées. L'histogramme de la sismicité fait bien ressortir l'occurrence de petites crises sismiques en essaim.



Nombre de séismes par 10 jours

Echelle logarithmique

Soufrière par rapport à celle de la Montagne Pelée (et celle d'autres volcans parmi ceux qui sont bien surveillés) qui est beaucoup plus réduite.

Les séismes volcano-tectoniques ont des foyers situés à des profondeurs comprises entre 0 et 5 km sous le niveau de la mer. Le plus grand nombre de foyers se place entre 2 et 3 km. Quelques secousses se produisent cependant à plus grandes profondeurs, vers 6 km. Les magnitudes les plus fréquentes vont de 0,5 à 1,5. L'aire épiscopale, à l'aplomb du dôme, couvre une surface de 30 km² environ.

Les principales crises en essaims postérieures à l'éruption phréatique de 1976-1977, ont eu lieu les 7 et 8 janvier 1981, les 8 et 9 janvier 1983, les 16 et 17 octobre 1983 et le 15 octobre 1984.

Un type particulier de signaux sismiques superficiels et de très faible énergie provient du secteur des Bains Chauds du Matouba et paraît devoir être attribué aux circulations de fluide hydrothermal à l'origine des sources chaudes.

De petites crises sismiques ont également été observées dans d'autres secteurs du massif, en particulier dans la région de la Crête des Icaques. La signification de ces crises n'est pas claire. Elles pourraient être dues à des mouvements imperceptibles le long de failles actives.

CONTEXTE TECTONIQUE RÉGIONAL

La Soufrière de Guadeloupe est située à proximité de zones transverses sismiquement actives. Ces zones souligneraient d'après P.B. et D.W., un accident tectonique transverse majeur et actif - la **faille Montserrat - Marie Galante** (voir le schéma structural en cartouche sur la carte géologique).

Ces auteurs pensent que les mouvements de déformation le long de cet accident pourraient rendre compte du niveau de sismicité élevé du Massif de la Soufrière, de la présence de manifestations hydrothermales sur son trajet (du champ géothermique de Bouillante au geyser sous-marin du banc Colombie en 1843) et même des crises phréatiques historiques et préhistoriques de la Soufrière.

Indirectement, et encore selon ces auteurs, la déformation cassante de cette partie de l'arc insulaire serait occasionnée par les aspérités de la ride océanique de Tiburon, subductée ici sous la lithosphère Caraïbe.

SOURCES THERMALES

L'origine de la dizaine de sources (ou groupes de petites émergences) thermales du Massif de la Soufrière a été discutée brièvement dans la section sur le mécanisme des éruptions phréatiques (p. 32).

Toutes ces sources n'appartiennent pas nécessairement au même système hydrothermal que celui qui alimente les éruptions phréatiques de la Soufrière. Le tableau 1 qui présente les caractéristiques physiques et chimiques principales des sources thermales du massif suggère, en effet, qu'il existe trois types de sources : (1) les sources situées à proximité immédiate du dôme de la Soufrière, (2) les sources de la deuxième chute du Carbet et de l'habitation Revel, (3) la source des Bains chauds du Matouba. Les sources du type 1 sont très minéralisées, relativement plus chaudes que les autres et à caractère sulfato-chloruré-calco-magnésien. Les sources du type 2 sont moins minéralisées, diluées par les eaux froides superficielles et, par conséquent, moins chaudes. Elles ont le faciès sulfato-chloruré à carbonaté, mixte à sodique. Enfin, le

type 3, de faciès sulfaté calcique bien différent des autres types, n'est représenté que par une seule source.

Toutes les sources thermales sont acides et n'ont que des débits relativement faibles (0,5 à 0,6 l/s).

Les travaux d'hydrogéologie et d'hydrogéochimie ont montré que la recharge des nappes alimentant les sources thermales se faisait dans les parties les plus élevées du massif. Le temps de séjour des eaux entre le moment de l'infiltration des eaux de pluie et l'émergence est faible, de l'ordre de quelques mois.

Certaines sources thermales sommitales, régulièrement analysées à l'Observatoire, ont montré des variations significatives de leur composition chimique et de leur température. Ces variations suggèrent que l'échange avec les fluides hydrothermaux profonds a diminué fortement depuis les éruptions de 1976-77 (voir également p. 9).

Tableau 1 : Propriétés physiques et chimiques des sources thermales

Nom	Altitude m	Température °C	Débit l/s	pH
Carbet-Échelle	1250	68	var	6,01
2 ^e Chute	610	44	<1	6,75
Carbet				
Gallon	1020	41	5	5,18
Bains jaunes	950	25	25	5,57
Bains Chauds	1100	47	6	6,00
Habitation Revel	545	35	1	6,80
Capès Dolé	300	30	élevé	6,80

Les données rassemblées dans le tableau proviennent de :

- Benauges S., Étude géochimique et isotopique des eaux de rivières, sources froides et sources chaudes aux abords du volcan de la Soufrière, Guadeloupe - Thèse de Doctorat de 3^e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1981.

- Bigot S. et Hammouya G., Surveillance hydrogéochimique de la Soufrière de Guadeloupe, 1979-1985, diminution de l'activité ou confinement ? C.R. Acad. Sci. Paris, 304, Sér. II, 757-760, 1987.

- Pascalline H., Géochimie des roches et des eaux de sources chaudes du massif de la Soufrière de Guadeloupe, Petites Antilles - Thèse de Doctorat de 3^e cycle, Université de Paris Sud, Orsay, 1980.

PETIT LEXIQUE VOLCANOLOGIQUE

Ce lexique reprend quelques uns des termes utilisés dans la notice ou sur la carte géologique et dont la définition n'est pas toujours accessible ou appropriée dans un dictionnaire courant.

AJOUPA

On nomme ainsi aux Antilles un campement temporaire où des cabanes de branchages ont été construites pour une ou plusieurs nuits.

ANDÉSITE

Roche volcanique très souvent porphyrique dont la teneur en SiO_2 est située entre 53 et 63%. L'andésite est le type de roche le plus répandu dans le volcanisme des zones de subduction.

APPAREIL PRIMITIF

Se dit de la partie la plus anciennement formée d'un volcan composite. Il forme, en général, l'essentiel du volume de ce volcan. Souvent formé d'un empilement de coulées de lave, il forme également l'armature mécanique de l'édifice complet.

BASALTE

Roche volcanique généralement peu évoluée par rapport aux magmas issus directement du manteau terrestre. Les basaltes des arcs insulaires volcaniques ont des teneurs en SiO_2 inférieures à 53%. Les coulées basaltiques étant plus fluides que les andésites, elles sont plus minces et s'écoulent à de plus grandes distances de leur point de sortie.

CAL 1952 AD, BC

Date calendaire (calendrier grégorien) obtenue par calibration des âges ^{14}C (voir Annexe 1).

CHAMBRE MAGMATIQUE

Réservoir généralement situé dans la croûte terrestre (moins de 30 km de profondeur) où sont stockés les magmas (liquides silicatés à haute température) provenant soit du manteau terrestre visqueux (plus de 100 km), soit de réservoirs intermédiaires. Bien que les chambres magmatiques n'aient jamais été directement observées, on s'accorde à penser qu'elles prennent des formes géométriques complexes. Par échange thermique (et chimique) avec les roches solides encaissantes, les magmas peuvent y cristalliser partiellement et se différencier.

COULÉE DE LAVE, PYROCLASTIQUE, DE PONCES, DE DÉBRIS

Dépôt d'origine volcanique se mettant en place par écoulement sur les pentes d'un volcan. L'écoulement des produits volcaniques de toutes natures suit des lois semblables à celui de l'écoulement des eaux de pluie. Les coulées de lave sont des écoulements de magma à la surface. Les coulées pyroclastiques (comportant les coulées de ponces) représentent l'écoulement de masses de fragments volcaniques généralement émises par le volcan lors d'explosions et rendues mobiles par la haute température.

Les coulées de débris sont des avalanches de volumes importants de roches variées issues de l'écroulement partiel d'une partie de la région sommitale du volcan.

DACITE

Roche volcanique dont la teneur en SiO_2 est comprise entre 63 et 70%. Les dacites proviennent généralement de la différenciation de magma andésitique dans des chambres magmatiques.

DÉFERLANTE

Nuage d'air chargé de gaz et de cendres volcaniques accompagnant les explosions. Ces nuages se déplaçant à grandes vitesses peuvent causer des dégâts importants. Ils déposent sur leur passage de la cendre, souvent chaude, sous forme de dunes (à la manière d'un vent de sable).

DISCORDANCE

Se dit de la surface séparant deux ensembles géologiques (dépôts volcaniques ou autres) qui se sont mis en place à des temps suffisamment différents pour qu'une érosion et, éventuellement, un mouvement tectonique soit intervenu. On dit aussi que deux dépôts sont « en discordance » lorsqu'ils présentent une telle surface de séparation.

HYALOCLASTITE

Dépôt volcanique pyroclastique brutalement trempé par de l'eau, lors de son émission par un cratère sous-aquatique.

HYDROTHERMAL

En contexte volcanique, ce terme désigne la circulation profonde d'eaux, météoriques le plus souvent, entretenue par l'action des gradients élevés de température maintenus par les magmas. Ces eaux, caractéristiquement chargées de gaz d'origine magmatique sont particulièrement actives dans l'altération des roches. Elles font parfois résurgence en surface sous forme de sources thermales.

LAHAR

Nom d'origine indonésienne qui désigne les coulées de boue se formant à partir de dépôts volcaniques par le mélange avec de l'eau (pluie, rivière fonte de neige, etc...). Les lahars peuvent entraîner dans les vallées issues d'un volcan des écoulements volumineux de débris, dévastant tout sur leur passage.

LAPILLI

Ce sont les fragments volcaniques de taille millimétrique à centimétrique.

LAPILLI ACCRÉTIONNÉS

Petites sphères millimétriques à centimétriques se formant par accréation de cendres volcaniques dans les parties hautes des panaches explosifs (à la manière de la grêle). Sectionnés, ils présentent un noyau entouré de couches concentriques de cendre fine.

LITHOSPHERE

Partie externe de la terre (environ 100 km d'épaisseur), plus rigide que le manteau terrestre directement sous-jacent.

MAGMA

Mélange de silicates fondus, de cristaux et de gaz en solution à haute température (de 700° à 1 250°C environ). A son arrivée en surface, le magma perd une partie de son gaz soit tranquillement, soit violemment dans les fontaines, de lave ou les explosions. Une éruption magmatique est celle qui correspond à l'émission de magma par un volcan (voir p. 9).

MORNE

Nom donné aux Antilles aux reliefs aisément identifiables, généralement peu élevés et aux formes adoucies.

NUÉE ARDENTE

Ce terme s'applique, particulièrement de nos jours, en France, aux coulées pyroclastiques dont la lave constituante est relativement dense (non ponçueuse). Créé par Lacraix pour décrire le phénomène éruptif de la Montagne Pelée en 1902 (nuée ardente péleénne, voir p. 11), il s'est progressivement appliqué à de nombreux écoulements pyroclastiques. Les nuées ardentes de type St-Vincent (voir p. 11) en sont une variante.

PHRÉATIQUE

De **Phréas**, le puits (en grec). S'applique normalement aux eaux accessibles par des puits. Par extension, ce terme est utilisé pour désigner les eaux des nappes superficielles. En domaine volcanique, ces eaux peuvent être chaudes ou même à l'ébullition. Les éruptions phréatiques sont celles qui font intervenir uniquement la détente catastrophique de nappes captives d'eau surchauffée (voir p. 9).

PHRÉATOMAGMATIQUE

Qui a une origine intermédiaire entre une origine phréatique et magmatique (voir ces termes). Par exemple, éruption, dépôts phréatomagmatiques, etc...

PORPHYRIQUE

Se dit d'une roche volcanique contenant de nombreux gros (mm à cm) cristaux.

PYROCLASTIQUE

Littéralement cassé par le feu. Roches volcaniques formées par de la lave brisée en fragments à, ou près de, son point d'émission par la détente, éventuellement explosive, des gaz magmatiques (voir aussi coulée pyroclastique).

RAVINE

Nom communément utilisé aux Antilles pour désigner les torrents et petites rivières intermittentes.

RHYOLITE

Roche volcanique riche en SiO₂ (plus de 70%). Les rhyolites sont généralement produites par la différenciation de magmas andésitiques.

RIDE D'ACCRÉTION

Zone linéaire du plancher océanique correspondant à l'écartement de deux plaques lithosphériques. Cette zone est continuellement renouvelée par l'apport de magma basaltique.

SUBDUCTION

Phénomène de plongement d'une plaque lithosphérique sous une autre dans les zones de collision de plaques lithosphériques (zone de subduction).

TÉPHROSTRATIGRAPHIE

Corrélation spatiale et temporelle de dépôts volcaniques par d'autres moyens que l'observation directe de la continuité. La corrélation peut s'établir par datation, par identification pétrographique ou géochimique.

VOLCAN ACTIF, VIVANT, ÉTEINT, MONOGÉNÉRIQUE, COMPOSITE

Les termes de volcan actif, vivant et éteint ont été discutés p. 11. Un volcan monogénérique est celui qui s'édifie au cours d'une seule éruption (ou une suite d'éruption de même caractère se poursuivant dans un temps limité). Un volcan composite est, au contraire, celui qui s'édifie par une suite d'éruptions de caractères différents (p. ex. effusives, explosives, pyroclastiques, etc...) qui se déroulent au cours d'un temps prolongé (siècles, millénaires).

POUR EN SAVOIR PLUS...

Ouvrages en vente dans les librairies ou disponibles dans les bibliothèques

● Géologie de la Guadeloupe et contexte géodynamique

- de REYNAL de SAINT-MICHEL A., Carte géologique à l'échelle de 1/50 000, Paris, 1966.
- WESTERCAMP D. et TAZIEFF H., Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, la Désirade, Guides Géologiques Régionaux, Masson, Paris, 1980.

● Histoire des éruptions phréatiques

- BARAT A., Étude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Documents du BRGM n° 115, Orléans, 1986.
- LACROIX A., La Montagne Pelée et ses éruptions. Masson, Paris, 1904 (ou réédition du Cercle Européen d'Éditions, Monaco, 1975).

● **Sismicité historique de la région guadeloupéenne**

— FEUILLARD M., *Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique*. Observatoire Volcanologique de la Soufrière (Guadeloupe), 1981. Service Édition, Conseil Général de la Guadeloupe.

Bibliographie spécialisée (Thèses et publications dans les revues scientifiques)

— ANDRIEUFF P., BOUYSSÉ P., et WESTERCAMP D. (1987). *Géologie de l'arc insulaire des Petites Antilles, et évolution géodynamique de l'Est-caribbe*. Thèse Doctorat d'État, Univ. Bordeaux I, n° 921, 359 pp. + Planches.

— BARAT A. (1984). *Étude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la Montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe*. Thèse 3^e cycle, Univ. Bordeaux III, 232 pp. + annexes.

— 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 3^e cycle, Univ. Sci. Médic. Grenoble, 171 pp. + annexes.

— BOUDON G. (1987). *Mécanismes éruptifs et mode de mise en place des dépôts d'éruptions explosives dirigées. Exemples de la Soufrière (Guadeloupe) et de la Montagne Pelée (Martinique)*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris VII, 382 pp.

— BOUDON G., SEMET M.P., et VINCENT P.M. (1984). *Flank - failure - directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies, A 3,00-yr-old Mt. St. Helens? Geology, 12, 350-353.*

— BOUDON G., SEMET M.P., et VINCENT P.M. (sous presse). *Magma and hydrothermally-driven instability of the volcano edifice at la Grande Découverte (la Soufrière), Guadeloupe, F.W.I. J. Volcanol. Geotherm. Res., 33, 317-323.*

— BOUYSSÉ P. (1980). *Sur l'existence d'un volcan sous-marin dans l'archipel de la Guadeloupe. Commentaires sur le problème du volcanisme sous-marin historique dans l'arc insulaire des Petites Antilles. Bull. B.R.G.M., IV, 9, 3, 14.*

— BOUYSSÉ P. (sous-pressé). *Opening of Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene. Tectonophysics.*

— BOUYSSÉ P., MASCLE A., MAUFFRET A., MERCIER DE LÉPINAY B., JANY I., LECLÈRE-VANHOEVE A., et MONTJARET M. C. (sous-pressé). *Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles. Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, NW de la Guadeloupe. Marine Geology.*

— BOUYSSÉ P., WESTERCAMP D., ANDRIEUFF P., BAUBRON J.C., et SCOLARI G. (1985). *Le volcanisme des Antilles françaises. Relations avec le volcanisme à terre et évolution du front volcanique. Géologie de la France, 1, 101-114.*

— BROUSSE R., MONNEYRON N., et SEMET M.P. (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, 753-754.*

— BRUET E. (1953). *L'âge absolu de la dernière grande éruption péleenne de la Soufrière de la Guadeloupe. Bull. Volcanol., Sér., II, 13, 105-107.*

— DAGAIN J. (1981). *La mise en place du massif volcanique Madeleine - Soufrière, Basse-Terre de*

Guadeloupe, Antilles. Thèse 3^e Cycle, Univ. Paris sud, Orsay, 156 pp + annexes.

— DAGAIN J., PATERNE M., et WESTERCAMP D. (1981). *La mise en place du massif volcanique Madeleine - Soufrière, Basse-Terre de Guadeloupe, Antilles. C.R. Acad. Sci. Paris, 292, Sér. II, 921-926.*

— DOREL J., ESCHENBRENNER S., et FEUILLARD M. (1972). *Les volcans actifs de la Guadeloupe et de la Martinique, Petites Antilles. Bull. Volcanol., 36, 359-381.*

— DOREL J. et FEUILLARD M. (1980). *Note sur la crise sismo-volcanique à la Soufrière de Guadeloupe 1975-1977. Bull. Volcanol., 43, 419-430.*

— FEUILLARD M., ALLEGRE C.J., BRANDEIS G., GAULON R., LE MOUËL J.L., MERCIER J.C., POZZI J.P., et 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, 317-334.*

— GADALIA A. (1985). *Cadre structural de l'activité hydrothermale des zones d'exploration de Bouillante et de Moscou (Guadeloupe). Rapport 85 SGN 080 GTH, 46 pp. + annexes, B.R.G.M. Orléans.*

— GADALIA A., GSTALTER N., et WESTERCAMP D. (sous presse). *La chaîne volcanique de Bouillante (Basse-Terre de Guadeloupe, Petites Antilles): identité pétrographique, volcanologique et contexte géodynamique. Géologie de la France.*

— GADALIA A. et WESTERCAMP D. (1984). *Prospection géothermique de la région de Bouillante - Vieux Habitants, Guadeloupe. Rapport 84 SGN 063 GTH, 53 pp., B.R.G.M. Orléans.*

— GSTALTER N. (1986). *Les formations poncées à quartz de la région sud de Basse-Terre (Guadeloupe): pétrologie, géochimie, thermobarométrie et chimie des inclusions vitreuses. Thèse de l'Université de Paris sud, Orsay, n° 92, 296 pp.*

— JÉRÉMIE J.J. (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.*

— JÉRÉMIE J.J. et PASCALINE H. (1982). *Importance de la phase hydrothermale contenue dans les poussières émises lors des manifestations volcaniques explosives, cas des volcans actifs des Petites Antilles. C.R. Acad. Sci. Paris, 295, Sér. II, 887-890.*

— JOLIVET J. (1958). *La crise volcanique de 1956 à la Soufrière de Guadeloupe. Ann. geophys., 11, 305-322.*

— JULIEN P. et BONNETON J.R. (1984). *Étude néotectonique de la Soufrière de Guadeloupe. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, 298, 907-909.*

— LEFÈVRE C. et COCUSSE P. (1985). *Étude pétrographique et minéralogique des laves du massif volcanique Madeleine - Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles). Implications magmatologiques. Bull. Minéral., 108, 189-208.*

— LE GUERN F., BERNARD A., et CHEVRIER R.M. (1980). *Soufrière of Guadeloupe, 1976-77 eruption, Mass an energy transfer and volcanic health hazards. Bull. Volcanol., 43, 577-593.*

— LIPMAN P.W. et MULLINEAUX D.R., Eds. (1981). *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 1250, 844 pp. (Govt. Printing Office, 1982).*

— MARINELLI G. (1976). *Sur la « cendre » projetée par la Soufrière (Guadeloupe) en août 1976. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 283, 1731-1732.*

— MAURY R.C., MERVOYER B. et WESTERCAMP D. (1976). *Températures de mise en place des pyroclastites fossilifères de la Montagne Pelée (Martinique) et de la Soufrière de Guadeloupe. Bull. B.R.G.M., Sér. II, Sect. IV, 347-352.*

- MERVOYER B. (1974). Volcanisme récent et actuel de la Basse-Terre. Le massif de la Soufrière. VII^e Conférence Géologique des Caraïbes, 30 juin - 12 juillet 1974. Livret-guide d'excursions dans les Antilles françaises. B.R.G.M. Orléans, 25-56.
- PASCALINE H. (1980). Géochimie des roches et des eaux de sources chaudes du massif de la Soufrière de Guadeloupe, Petites Antilles. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris Sud, Orsay, 150 pp.
- PASCALINE H. et JÉRÉMIE J.J. (1983). Expérience de lessivage de poussières volcaniques récentes de la Soufrière de Guadeloupe (Petites Antilles). Bull. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris. 4^e sér., 5, sect. C, 191-204.
- PASCALINE H. et JÉRÉMIE J.J. (1984). Proposition d'un nouveau schéma évolutif du volcanisme de la Basse-Terre de Guadeloupe. C.R. Acad. Sci. Paris, 229, Sér. II, 31-36.
- 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 3^e cycle, Univ. Bordeaux I, 165 pp. + annexes.
- POZZI J.P., LE MOUËL J.L., ROSSIGNOL J.C., et ZLOTNICKI J. (1979). Magnetic observations made on the Soufrière volcano (Guadeloupe) during the 1976-1977 crisis. J. Volcanol. Geotherm. Res., 5, 217-237.
- RAPPORT (1798)... fait aux citoyens Victor Hugues et Lebas, agents particuliers du directoire exécutif aux Isles du vent. Au port de la Liberté - Guadeloupe. An VI. Réédition du rapport de 1798, Soc. Hist. Guadeloupe, Basse-Terre, 1977, 84 pp. + errata.
- SASTRE C., BAUDOIN R., et PORTECOP J. (1983). Évolution de la végétation de la Soufrière de Guadeloupe depuis les éruptions de 1976-77 par l'étude de la répartition d'espèces indicatrices. Bull. Mus. Natn. Hist. Nat., Paris, Sér. 4, 5, Sect. B, Adansonia, n° 1, 63-92.
- SEKIYA S. et KIKUCHI Y. (1889). The eruption of Bandai-san. J. Coll. Sci., Imp. Univ., Japan, 3, pt. 2, 91-172. Pl. XV-XXIV.
- SEMET M., VATIN-PÉRIGNON N., VINCENT P.M., et JORON J.L. (1981). L'éruption du XVI^e siècle de la Soufrière de Guadeloupe. Mélanges de magmas et dynamismes éruptifs. Bull. PIRPSEV-CNRS, Paris, n° 60, 42 pp. + Tables et Figures.
- SEMET M.P., VATIN-PÉRIGNON N., VINCENT P.M., et JORON J.L. (sous presse). Magma mixing once more, its role in triggering the 16th century volcanic activity at la Soufrière, Guadeloupe (F.W.I.) J. Volcanol. Geotherm. Res. - VATIN-PÉRIGNON N., SEMET M.P., BLANC P., et JORON J.L. (1984) Petrochemistry of quaternary pumiceous pyroclastic products in southern Guadeloupe (F.W.I.). Bull. Volcanol., 47-4, 749-767.
- VINCENT P.M., VATIN-PÉRIGNON N., SEMET M., et CHEMINÉE J.L. (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.
- WESTERCAMP D. et MERVOYER B. (1976). Les séries volcaniques de la Martinique et de la Guadeloupe (F.W.I.). Bull. B.R.G.M., Sér., II, Sect. IV, 4, 229-242.
- WESTERCAMP D. (1980). Une méthode d'évaluation et de réactions des risques volcaniques à la Soufrière de Guadeloupe, Antilles françaises. Bull. Volcanol., 43, 431-452.
- WESTERCAMP D. (1984). Évaluation et zonation du risque volcanique à la Montagne Pelée, Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe (Antilles françaises). Rapport BRGM - DSCMI, B.R.G.M., Orléans.
- ZLOTNICKI J., POZZI J.P., BOUDON G., et MOREAU M.G. (1984). A new method for the determination of the setting temperature of pyroclastic deposits (Example of Guadeloupe, French West Indies). J. Volcanol. Geotherm. Res., 21, 297-312.

ANNEXE 1

TECHNIQUES DE DATATION : LES CHRONOMÈTRES RADIOACTIFS

En géologie, la grande majorité des techniques de datation font appel directement ou indirectement à la **radioactivité**. L'une des lois fondamentales de la radioactivité exprime le fait que le nombre d'atomes radioactifs d'une espèce donnée se trouve divisé par deux, par désintégration, chaque fois que s'est écoulé un temps égal à la **période de décroissance, T**. Cette loi s'écrit :

$$N(t) = N_0 \exp(-\lambda t) \quad (1)$$

où $N(t)$ est le nombre restant d'atomes radioactifs de l'espèce donnée au temps t ,

N_0 est ce nombre au temps $t = 0$,

et $\lambda = \ln 2/T$, est appelée la **constante de désintégration**

On peut vérifier que :

$$N(T) = N_0 \exp(-T \ln 2/T) = N_0/2$$

et que :

$$N(2T) = N_0 \exp(-2T \ln 2/T) = N_0/4,$$

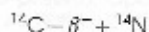
etc...

La désintégration des atomes radioactifs peut s'effectuer suivant de nombreux **schémas**. Deux exemples sont donnés ci-dessous. Ils font intervenir des atomes radioactifs présents en petites quantités dans la nature (roches, atmosphère, plantes, organismes vivants, etc...).

La datation proprement dite d'une formation géologique fait intervenir la mesure directe ou l'estimation précise de $N(t)$ et de N_0 . En appliquant alors l'équation (1) et connaissant λ , on obtient un âge t .

La méthode du ^{14}C

Le ^{14}C est un isotope radioactif naturel du carbone qui se désintègre suivant le schéma :



C'est-à-dire que sa désintégration fournit un rayonnement β^- (un électron) ainsi qu'un atome ^{14}N (isotope stable de l'azote).

Ce ^{14}C est formé en permanence dans la haute atmosphère par le rayonnement cosmique suivant la réaction nucléaire,



Le bombardement de l'isotope 14 de l'azote atmosphérique par les neutrons du rayonnement cosmique synthétise le ^{14}C et un proton (^1H).

Le ^{14}C ainsi formé se combine immédiatement avec l'oxygène pour former du $^{14}\text{CO}_2$ qui se mélange au CO_2 déjà contenu dans l'atmosphère. Le CO_2 atmosphérique contient ainsi une toute petite proportion de carbone radioactif (environ 1 atome de ^{14}C pour mille milliards d'atomes de carbone non radioactifs).

Le gaz carbonique atmosphérique est assimilé par les végétaux puis, par le règne animal. Lors de leurs morts, les fonctions d'assimilation du végétal ou de l'animal cessent, ils ne transforment plus le carbone assimilable en tissus. Leur stock de ^{14}C décroît alors au cours du temps avec une période de **5730 ans**. Cette période a été mesurée avec exactitude en 1962.

La mesure de la proportion de ^{14}C par rapport au carbone total contenu dans les tissus fossiles fournit alors, le temps t de leur décès.

Pendant longtemps, on a admis, faute de mesures précises, que le ^{14}C s'est, de tout temps, formé à un taux constant, du moins jusqu'en **1950**, date à laquelle les essais nucléaires à l'air libre libèrent dans l'atmosphère des quantités anormalement élevées de cet isotope. Le calibrage de la proportion de ^{14}C dans les tissus végétaux par la **dendrochronologie** a permis de constater que le taux de production n'était, en fait, pas constant mais reflétait les légères variations au cours du temps de la quantité de rayonnement cosmique atteignant la terre. Ce calibrage consiste en la mesure de la proportion de ^{14}C contenue dans les anneaux de croissance de très vieux arbres ou d'arbres fossiles. La période de croissance de ces **cernes** est donc connue à l'année, ou même à la saison près. On a ainsi pu calibrer en **dates calendaires** les âges ^{14}C jusqu'à environ -12000 ans.

La période de 5730 ans, relativement courte par rapport à d'autres chronomètres géologiques (voir ci-dessous) limite l'applicabilité de la méthode du ^{14}C à des âges inférieurs à environ 40000 ans.

Pour ce qui est de la datation des dépôts volcaniques, ce sont surtout les **bois fossiles** contenus dans ces dépôts qui sont utilisés. Ces bois, provenant d'arbres, d'arbustes ou de leurs racines, peuvent être **carbonisés** par les produits à haute température des explosions volcaniques ou des coulées de laves. Ils peuvent également ne pas être carbonisés (on dit alors **bois frais**), lorsque des végétaux sont arrachés et emballés dans des produits froids tels que les coulées de boues ou de débris.

La citation d'âges ^{14}C est astreinte à certaines conventions internationales. La première est que, pour éviter les confusions la détermination des âges utilise pour **T** la valeur de **5568 ans** déterminée lors de la découverte de la méthode par **Libby** (prix Nobel) et ses collaborateurs en 1947 et non la valeur précise de **5730 ans**. Les autres conventions, utilisées dans cette notice, sont celles de la 12^e Conférence Internationale du Radiocarbone (voir Radiocarbone, vol. 28, 2A-2B, 1986). Par exemple, la notation **3100 BP** (**B**efore **P**resent) représente l'âge ^{14}C **conventionnel** de débris végétaux n'ayant plus subi d'échange avec le carbone atmosphérique 3100 ans conventionnels avant **1950**. Les âges peuvent être donnés sous forme de dates calibrées du **calendrier grégorien**. Par exemple, **3100 BP** correspond à **cal BC 1406** (âge calibré **B**efore **C**hrist) et à **cal BP 3355** (âge calibré **B**efore **P**resent soit, $3355 - 1950 + 1 = 1406$, l'ajout d'un an provenant du fait que l'année **0** n'existe pas dans le calendrier grégorien). On dira également que **940 BP** correspond à **1039 cal AD** (**A**nno **D**omini) et à **cal BP 911** ($1950 - 911 = 1039$).

La méthode K/Ar (Potassium/Argon)

Cette méthode est fondée sur un principe un peu différent de celui du ^{14}C . C'est ici, le potassium contenu dans les roches qui est à l'origine d'un chronomètre. Ce potassium contient naturellement une petite quantité de l'isotope 40 (environ 1 pour 10 000) radioactif. Une partie de ce ^{40}K se désintègre par le schéma,



en fournissant l'isotope 40 de l'argon.

Ce dernier, un gaz, est piégé dans les minéraux des roches (ou les verres volcaniques), sa quantité peut être mesurée. En comparant la teneur en potassium des roches à la mesure de ^{40}Ar libérée par désintégration de ^{40}K depuis que ce gaz peut être piégé (c.a.d. lorsque la roche a été suffisamment refroidie pour que l'argon ne

s'en échappe plus) on obtient un âge par le même type d'équation que (1).

La période **T** de désintégration de ^{40}K étant de $1,4.10^9$ ans, la méthode ne peut être appliquée que pour une gamme d'âges relativement plus élevée que celle du ^{14}C , de l'ordre du million d'années. Le Laboratoire des Faibles Radioactivités (CNRS / CEA, Gif-sur-Yvette) a cependant mis au point un processus opératoire permettant des déterminations K/Ar sur des roches nettement plus jeunes que le million d'années, avec une bonne précision. C'est ce laboratoire qui a fourni certains des âges cités dans la notice.

Les âges K/Ar ou ceux obtenus par d'autres méthodes que le ^{14}C sont donnés ici en milliers (**Ka**, pour **kilo annum**) ou millions (**Ma**, pour **Méga annum**) d'années avant l'actuel.

La thermoluminescence

La thermoluminescence est une autre méthode qui a été utilisée pour fournir des âges clé pour le volcanisme de la Guadeloupe. Cette méthode ne fait pas appel à une équation chronométrique du type (1) mais est toujours fondée sur la radioactivité naturelle.

Brièvement, la méthode consiste en la mesure de la quantité de lumière (infime) émise lors du chauffage de certains cristaux des laves. Le potassium, l'uranium et le thorium, naturellement radioactifs, créent dans les cristaux et le verre des laves des « **photons piégés** ». Ceux-ci ont été formés continuellement depuis le refroidissement de la lave après une éruption. Lors d'un réchauffage, en laboratoire, ils sont libérés en fournissant d'autant plus de lumière que les quantités de K, d'U et de Th sont grandes et que l'âge est élevé.

ANNEXE 2

DATATIONS ^{14}C POUR LE MASSIF VOLCANIQUE DE LA SOUFRIÈRE

Age BP (erreur)	Age calibré	Réf.	Formation et localisation
≥ 38500	—	GB7	BF ± BC, sol sous cinérites altérées, ravine Chaude, 700 m
≥ 38500	—	GB21	BC, cendres à ponces grises, embouchure du Grand Carbet
≥ 38500	—	GB38	BC, lahar, riv. du Gallon, 445 m
≥ 38500	—	GB42	BC, ponces roses (Pintade ?), carrière Danois
≥ 37400	—	JJJ n° 10	BC, ponces de Pintade
≥ 37000	—	GB6	BF ± BC, argiles grises sur cinérites, ravine chaude, 700 m
≥ 37000	—	DW 77	BF ± BC, sol (= GB7), ravine Chaude, 700 m
≥ 35000	—	GIF3014	BC, ponces Pintade (?)
≥ 35000	—	GIF3013	BC, ponces Pintade (?)
≥ 30000	—	GB17	BC, ponces, embouchure du Grand Carbet
35000	—	GS 80.17	BC, ponces de Pintade, carrière Calbassier
(1700)	—	GIF4346	BC, nuée ardente, Grand Carbet RG, 50 m
29800	—	JJJ n° 9	BC ?, ponces, St-Phy, Basse-Terre
(800)	—	GB14.1	BC, cendres argillées, embouchure du Grand Carbet
26235	—	GIF3016	BC, nuée ardente gris-clair, anse à la Fontaine (Capesterre)
(2008)	—	GB20	BC, nuage de nuée grise, embouchure du Grand Carbet
25800	—	GB26	BC, nuée gris foncé, Grand Carbet RD, 105 m
(785)			
25500			
(500)			
24300			
(740)			
24200			
(600)			

Age BP (erreur)	Age calibré	Réf.	Formation et localisation
23800 (500)	—	GB27	BC, lahar remaniant une andésite bicolore, Grand Carbet, 120 m
23450 (600)	—	GB31	BF, lahar sous nuée (GB30), ravine proche du Mome Dongo, 270 m
23200 (600)	—	GB34	BC, ponces claires remaniées, riv. Grande Anse, 60 m
22911 (403)	—	JJJ n° 8	BC ? cendres et lapillis (?), embouchure du Grand Carbet
22600 (650)	—	GB30	BC, nuage de nuée bicolore, riv. du Grand Carbet RD, 240 m
21960 (420)	—	V1120	BC, même gisement que GB26, base nuée ardente, Grand Carbet RD, 105 m
21340 (550)	—	GIF3032	BC, cendres sous 7 m de nuées, embouchure du Grand Carbet, Les Mineurs
21210 (720)	—	GS 80.24	BC, base de nuée, unité V, embouchure du Grand Carbet
20900 (450)	—	≈ GB30	Équivalent à GB30
17800 (400)	—	GIF4347	BC, nuée gris foncé au-dessus du gisement de GB26, Grand Carbet RD, 70 m
14950 (200)	—	GIF3015	BC, ponces de Pintade (?)
14500 (200)	—	GB33	Argiles beiges surmontant le gisement de GB32, ravine Morne Dongo, 290 m
13850 (250)	—	GB11.1	BF, lahar phréatique, riv. du Gallon, 670 m
13420 (250)	—	GB11.2	Même affleurement que GB11.1
13800 (260)	—	GB32	BC, cendres stratifiées grossières, ravine Morne Dongo, 290 m
12700 (230)	—	GIF4345	BF + BC, dépôts de maar, riv. du Gallon, 680 m
11670 (195)	—	H902b	BF, coulée de débris, riv. des Pères, 140 m
11470 (145)	—	K1302c1	BF, partie inférieure riche en argiles d'une unité laharique massive, riv., St. Louis RG, 520 m
11270 (185)	—	K1320Inf	BF, même affleurement que K1302c1, base de la coupe
10500 (170)	—	GG9a	BF, « sable de base », N Saut d'Eau du Matouba
8500 (100)	—	GB27	BF, lahar à blocs d'andésite grs-foncé, riv. du Gallon RG, 130 m
8400 (1500)	—	GG9d	BF, lahar phréatique, N Saut d'Eau du Matouba
8070 (480)	—	42G	BF ?, cendres jaunes, route de la Soufrière, ≈ 850 m
7700 (140)	6542 BC	GB36	BF, lahar phréatique, riv. du Gallon RG, 90 m
4600 (80)	3360 BC	GB25	BC, nuage de nuée bicolore, Morne Dolé, 308 m
4560 (80)	3344 BC	K1111	BC, cendres jaunes sous niveau grossier à andésite grise, N3 RD à la Marguerite, mome Savon, 525 m
4400 (110)	3034 BC	GB24	BC, argile beige à cailloux polygéniques, Morne Dolé, 308 m
3600 (100)	1995 BC	GB43	BF, lahar phréatique, riv. Grande Anse, 500 m
3600 (100)	1995 BC	GG9j	BF, lahar phréatique, riv. Grande Anse, 640 m
3500 (90)	1842 BC	GB2	BF, lahar remaniant des nuées violacées, riv. Grande Anse, 640 m
3480 (70)	1827 BC	GB14.2	Supposé équivalent à GB14.1
3465 (60)	1770 BC	0702	BC, cendres jaunes sous niveau grossier à andésite grise, talus D5 RG, Grand Fond, 465 m
3450 (100)	1746 BC	GIF3035	BF, lahar inférieur d'une pile, riv. du Gallon, 210 m
3300 (110)	1603 BC	JJJ n° 6	BF, lahar, riv. du Gallon, ≈ 300 m
3200 (60)	1478 BC	GB22	BF, lahar supérieur d'une pile, riv. aux Herbes, 180 m
3200 (100)	1478 BC	GB4	BC, nuage de nuée violacée, Mome Matouba

Age BP (erreur)	Age calibré	Réf.	Formation et localisation
3135 (55)	1418 BC	K1101	BF, coulée de débris (cendres jaunes ?), riv. Noire, Pont de Nozières
3066 (84)	1333 BC	JJJ n° 7	BF, lahar (coulée de débris ?), Gros Morne Dolé ?
3030 (140)	1365 BC	N701b2	BF, coulée de débris, partie médiane du talus N, RN1 nouvelle, 100 m E pont riv. Grande Anse
3000 (50)	1281 BC	JJJ n° 4	BF, lahar (coulée de débris ?), riv. du Gallon, ≈ 1000 m)
2980 (85)	1198 BC	N701b1	BF, même affleurement que N701b2, partie supérieure
2970 (105)	1194 BC	PMV 80	BF, lahar remaniant nuées violacées (?), peut-être équivalent de k1101, pont de Nozières
2910 (100)	112 BC	JJJ n° 5	BF, lahar, riv., du Gallon, ≈ 250 m
2850 (70)	1044 BC	GB28	BF, lahar phréatique, riv. du Grand Carbet, 230 m
2800 (100)	959 BC	GIF3034	BF, lahar remaniant nuée, Morne Dolé, 340 m
2800 (100)	959 BC	N804d	BC, niveau à blocs, Morne Désiré, plateau de Palmiste, 605 m
2800 (100)	959 BC	N804d	BC, niveau à blocs, Morne Désiré, plateau de Palmiste, 605 m
2720 (65)	878 BC	GS 83.07 L1206	BC, niveau supérieur de cendres jaunes au contact d'un niveau grossier à andésite grise, chemin creux de Papaye, 785 m
2700 (60)	885 BC	GB44	BF, lahar phréatique, riv. du Gallon, 310 m
2550 (60)	788 BC	GB10	BF, lahar à andésite claire (voir GB22), riv. aux Herbes, 10 m
1800 (100)	186 AD	GB5	BF, lahar phréatique, ravine Chaude, 770 m
1750	269 AD	JD 891	BC ? gisement inconnu, cours supérieur de la ravine Chaude
1700 (75)	342 AD	GG91	BF, «sable lacustre», riv. Grande Anse, 680 m
1545 (65)	535 AD	GS 80.41	BF, lahar sous les dépôts pyroclastiques du « 16 ^e siècle », riv. du Gallon RG, 980 m
1370 (100)	652 AD	GB50	Tourbe, sondage dans le lac asséché de Valkanaers, Gourbeyre
720 (60)	1279 AD	K1109	? Morne Savon, chemin de l'Habitation Joséphine RG, ≈ 500 m
690 (90)	1281 AD	GB47b	BC, niveaux remaniés à ponces rubanées, riv. du Gallon 570 m
680 (60)	1282 AD	GB47a	BC, même affleurement que GB47b
670 (60)	1283 AD	GS 80.40	BC, niveau à ponces rubanées surmontant le lahar contenant GS 80.41, riv. du Gallon RG, 980 m
650 (50)	1296 AD	GB48	BC, niveaux pyroclastiques lités à bois abondants, riv. du Gallon, 570 m
550 (150)	1407 AD	Bruet 1953	BC, ponces et scories, Bassin Bleu, riv. du Gallon, 650 m
479 (50)	1429 AD	JJJ n° 3	BC, brèche de nuée, dôme de la Soufrière E, riv. du Grand Carbet aval 2 ^e chute, ≈ 700 m
460 (90)	1435 AD	GB9	BF, lahar sous les ponces contenant GIF225 ravine Matylys, 1130 m
450 (60)	1437 AD	GB49	BC, ponces rubanées surmontant une nuée ardente violette, Savane à Mulets
430 40	1441 AD	GGB1	BC, ponces rubanées, Bassin Bleu, niveau supérieur d'une petit affleurement, riv. du Gallon RD, ≈ 600 m
421 (50)	1443 AD	JJJ n° 2	BC, nuée (ponces rubanées ?), Bassin Bleu (?)
370 (120)	1487 AD	GIF225	BC ?, dépôts pyroclastiques, Bassin Bleu, riv. du Gallon, 600 m
370 (70)	1487 AD	L1204	BC, dépôts pyroclastiques surmontant des cendres jaunes, route Matouba-Papaye, 650 m
335 (35)	1518 AD	GGB2	BC, ponces et scories, Savane à Mulets, SW du Parking

BC, Bois carbonisé

BF, Bois « frais », non carbonisé

BF+BC, Bois frais légèrement carbonisé



La photographie ci-contre, prise en août 1976 (Photo G. Aubert), illustre l'activité fumarolienne intense des fissures sommitales du dôme de la Soufrière dans les périodes séparant les explosions phréatiques. On remarquera les dépôts étendus de cendres boueuses noires aux alentours des fissures ainsi que les zones de destruction de la végétation.

Le 8 juillet 1976, **la Soufrière de Guadeloupe** entrait en éruption. A cette époque, le passé de ce volcan était mal connu de sorte que l'on comparait la crise éruptive qui se développait à celles d'autres volcans du monde. Une querelle d'experts se développa.

Afin de pallier ces difficultés d'appréciation pour de futures éruptions, les instances scientifiques et administratives organisèrent des programmes de recherche visant à mieux connaître l'histoire du volcan. Dix ans après, la publication de la carte géologique détaillée du Massif Volcanique de la Soufrière et sa notice présente une synthèse de ces programmes.

Ces documents font apparaître **la personnalité propre** de la Soufrière, relativement différente de celle des autres volcans antillais.

Les auteurs de la notice se sont efforcés de rendre sa lecture accessible à un large public tout en lui gardant son caractère d'ouvrage scientifique de base.

Co-édition :

- Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Centre National de la Recherche Scientifique (PIRSEV / INSU).
- Délégation aux Risques Majeurs.
- Institut de Physique du Globe de Paris.

Distribution :

- Editions du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, B.P. 6009, 45060 ORLÉANS Cedex 2 — FRANCE.