

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE

---

BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES

---

CARTE GÉOLOGIQUE A 1/50 000

DÉPARTEMENT DE LA MARTINIQUE

---

# MARTINIQUE

## NOTICE EXPLICATIVE

par

D. WESTERCAMP, P. ANDREIEFF

avec la collaboration de

P. BOUYASSE, S. COTTEZ, R. BATTISTINI

1989



SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL  
B.P. 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE  
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

COMITÉ DE LA CARTE GÉOLOGIQUE  
DE LA FRANCE

1988

<i>Président</i>	J. DERCOURT
<i>Vice-Président</i>	H. de la ROCHE
<i>Secrétaire général</i>	C. CAVELIER
<i>Membres</i>	R. CAPDEVILA
	J.M. CARON
	J. CHANTRAINE
	J. FOURNIGUET
	P. LEDRU
	M. MATTAUER
	J.P. PLATEL
	J. REY

**Les recommandations pour faire référence à ce document  
se trouvent en page 2 de la notice**

---

**BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES**

---

**CARTE GÉOLOGIQUE A L'ÉCHELLE DU 1/50 000**

---

# **MARTINIQUE**

**NOTICE EXPLICATIVE**

par

**D. WESTERCAMP, P. ANDREIEFF**  
avec la collaboration de **P. BOUYASSE, S. COTTEZ, R. BATTISTINI**

**1989**

**Éditions du BRGM – BP 6009 – 45060 ORLÉANS CÉDEX 2 – FRANCE**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de façon suivante :

- *pour la carte* : WESTERCAMP D., PELLETIER B., THIBAUT P.M., TRAINÉAU H. (1990) - Carte géol. France (1/50 000), feuille MARTINIQUE - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières. Notice explicative par WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., COTTEZ S., BATTISTINI R. (1989), 246 p.
- *pour la notice* : WESTERCAMP, ANDREIEFF P., BOUYASSE P., COTTEZ S., BATTISTINI R. (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille MARTINIQUE - Orléans : Bureau de recherches géologiques et minières, 246 p. Carte géologique par WESTERCAMP D., PELLETIER B., THIBAUT P.M., TRAINÉAU H. (1990).

© BRGM, 1989. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation écrite préalable de l'éditeur.

ISBN : 2 - 7159 - 2143 - 8

## SOMMAIRE

	Pages
<b>INTRODUCTION</b>	<b>6</b>
<b>GÉOGRAPHIE</b>	<b>6</b>
<b>HISTORIQUE RAPIDE DES TRAVAUX</b>	
<b>GÉOLOGIQUES</b>	<b>7</b>
<b>CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</b>	<b>10</b>
<b>APERÇU SUR LA MORPHOLOGIE ET L'ÉVOLUTION</b>	
<b>STRUCTURALE DES PETITES ANTILLES</b>	<b>10</b>
<b>INTRODUCTION A LA PÉTROGRAPHIE DES LAVES</b>	
<b>DE LA MARTINIQUE</b>	<b>13</b>
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	<b>20</b>
<b>OLIGOCÈNE</b>	<b>20</b>
<b>MIOCÈNE</b>	<b>25</b>
Première phase de sédimentation	25
Deuxième phase de sédimentation	26
Série volcanique de Saint-Anne	27
Troisième phase de sédimentation	31
Chaîne volcanique sous-marine du Vauclín – Pitault	34
Volcanisme fissural du Sud et du Sud-Ouest	
martiniquais	66
Volcanisme à grenat de Gros-Ilet	74
Formations volcano-sédimentaires de Sainte-Marie et	
Fort-de-France	75
<b>PLIO-PLÉISTOCÈNE</b>	<b>79</b>
Volcan-bouclier du morne Jacob	79
Volcanisme plio-pléistocène de la presqu'île des	
Trois-Ilets	88
Complexe volcanique des Carbets	104
Volcanisme du mont Conil	122
Montagne Pelée	128
Formations calcaires	140
<b>FORMATIONS SUPERFICIELLES</b>	<b>143</b>
<b>BIOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS</b>	
<b>SÉDIMENTAIRES ANTÉ-QUATERNAIRES</b>	<b>157</b>

	<b>Pages</b>
<b>PHÉNOMÈNES HYDROTHERMAUX</b>	<b>171</b>
<i>DESCRIPTIONS DES ESPÈCES MINÉRALES</i>	
<i>SECONDAIRES ET PRINCIPAUX GÎTES</i>	<b>172</b>
<i>ENSEMBLES HYDROTHERMALISÉS : CONTEXTE</i>	
<i>GÉOLOGIQUE STRUCTURAL ET ÂGE</i>	<b>184</b>
<i>SOURCES THERMALES ET/OU A VENUES</i>	
<i>GAZEUSES</i>	<b>193</b>
<i>FORAGES A CARACTÈRE GÉOTHERMIQUE</i>	<b>199</b>
<i>ANOMALIES DE GAZ, ARSENIC ET MERCURE DANS</i>	
<i>LES SOLS</i>	<b>200</b>
<b>TECTONIQUE</b>	<b>201</b>
<i>CRITÈRE D'IDENTIFICATION DES FAILLES</i>	<b>203</b>
<i>DESCRIPTION DES PRINCIPAUX SYSTÈMES</i>	
<i>TECTONIQUES</i>	<b>204</b>
<i>TECTONIQUE DE LA MARTINIQUE ET CONTEXTE</i>	
<i>GÉODYNAMIQUE</i>	<b>213</b>
<b>GÉOLOGIE SOUS-MARINE, STRUCTURE,</b>	
<b>GÉODYNAMIQUE</b>	<b>216</b>
<i>MORPHOLOGIE SOUS-MARINE</i>	<b>216</b>
<i>SÉDIMENTATION ET FORMES SOUS-MARINES</i>	
<i>RÉCENTES</i>	<b>218</b>
<i>GÉODYNAMIQUE ET STRUCTURE</i>	<b>222</b>
<b>HYDROGÉOLOGIE</b>	<b>227</b>
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	<b>231</b>
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	<b>231</b>
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	<b>232</b>
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	<b>245</b>
<b>AUTEURS</b>	<b>246</b>



## INTRODUCTION

### GÉOGRAPHIE

La Martinique (fig. 1) est avec ses 1 080 km<sup>2</sup> (65 km d'allongement maximum dans l'axe NNW-SSE ; 30 km dans la plus grande largeur se réduisant à 12 km à la faveur des échancrures que constituent les baies de Fort-de-France, du Robert et du François) la plus grande île de l'archipel des Petites Antilles\*. La longueur des côtes de la Martinique est de 350 km, environ

Située par 14°30' de latitude nord et 61° de longitude ouest, elle occupe une position centrale dans l'archipel entre les îles indépendantes de la Dominique, au Nord (770 km<sup>2</sup>) et de Sainte Lucie, au Sud (600 km<sup>2</sup>) dont elle est séparée par deux canaux marins étroits (20-30 km) et profonds (entre 1 000 et 2 000 m).

Elle est bordée par l'océan Atlantique à l'Est et par la mer des Caraïbes à l'Ouest.

Sur le plan morphologique, sa nature essentiellement volcanique en fait une île au relief accentué, franchement montagneuse au Nord et à l'Ouest au niveau des grands volcans récents (la montagne Pelée, point culminant de l'île avec 1 397 m ; les pitons du Carbet dont six sommets dépassent 1000 m ; le morne Jacob qui s'élève à 884 m), nettement plus doux à l'Est et au Sud au niveau des complexes volcaniques et volcano-sédimentaires anciens (point culminant de cette région, la montagne du Vauclin avec 504 m).

Cette différence entre l'Est et l'Ouest est encore plus spectaculaire au niveau des côtes. Celles de l'Est sont découpées et passent progressivement à un plateau insulaire s'étendant loin en mer (plus de 30 km). Celles de l'Ouest – hormis l'échancrure de la baie de Fort-de-France – plongent rapidement (pente moyenne de 25%) à des profondeurs de 1 000-2 000 m.

Sur le plan climatique, l'île est soumise 300 jours par an au régime des alizés soufflant de l'Est. La température ambiante varie entre 18°C et 32°C à Fort-de-France. Les chutes de pluies sont directement liées au relief. Elles restent inférieures à 1 m/an dans le Sud de l'île et en bordure des côtes, pour atteindre probablement 8 m/an au sommet de la montagne Pelée.

\* On rappellera que la Guadeloupe (1 600 km<sup>2</sup>) est en réalité constituée de deux îles accolées, la Basse-Terre et la Grande-Terre.

La Martinique est depuis 1947, au même titre que la Guadeloupe, la Guyane et la Réunion, département français d'Outre-Mer.

### **HISTORIQUE RAPIDE DES TRAVAUX GÉOLOGIQUES**

Les premières descriptions géologiques de la Martinique remontent à la fin du 18<sup>ème</sup> siècle (de Chanvalon, 1763 ; Dupuget, 1796) et au début du 19<sup>ème</sup> siècle (Moreau de Jonnes, 1822). L'éruption phréatique de la montagne Pelée en 1851 donne lieu à quelques articles, notamment celui de Léprieur *et al.* (1852).

Le premier ouvrage d'ensemble sur la nature physique et la géologie de l'île est dû à Siemiradzki (1884). Le caractère essentiellement volcanique de l'île est souligné et la présence de terrains sédimentaires mentionnée. Une esquisse géologique accompagne le texte.

L'éruption de la montagne Pelée en 1902 provoque un immense intérêt dans la communauté scientifique internationale. Elle donne l'occasion à Lacroix (1904,1908), mais également à Anderson et Flett (1903), Heilprin (1903), Hill (1902) et bien d'autres, de décrire pour la première fois une éruption à nuées ardentes liées à la mise en place d'un dôme. Le premier auteur cité en profite pour dresser un inventaire pétrographique des laves de l'île, inventaire qui sera ultérieurement complété par Giraud (1918) puis par Lacroix lui-même (1926). L'ouvrage de Giraud (*op. cit.*) constitue la deuxième synthèse géologique et cartographique de la Martinique et met réellement en place les grands ensembles volcaniques et sédimentaires.

Les études ultérieures vont :

- s'attacher en priorité à préciser l'âge et la géométrie des formations sédimentaires (Barrabé, 1928,1955 ; Butterlin,1956,1959) ;
- rendre compte de la dernière éruption magmatique de la montagne Pelée qui s'est déroulée entre 1929 et 1932 (Arsандаux 1930, 1933 ; Revert,1932 ; Romer,1933 ; Perret,1935).

La réalisation de la couverture photographique aérienne (1951) permet à l'IGN de publier, entre 1954 et 1955, la série complète des cartes topographiques de l'île à 1/20 000.

En 1961, le lever de la première carte géologique détaillée de la Martinique est achevé par Grunevald dans le cadre du programme de cartographie systématique de la France à 1/50 000. Cette carte et le mémoire de thèse qui lui fait suite (Grunevald, 1965), soulignent la grande complexité de l'île dans le domaine, encore mal dominé en France à cette époque, qui est celui de la géologie du volcanisme.

En 1967, les recherches géothermiques menées en Martinique (et en Guadeloupe) par la société EURAFREP sont à l'origine de la reprise de travaux de cartographie géologique dans les régions du François (Pelletier, 1974) et du massif des pitons du Carbet (Westercamp, 1972).

En 1974, la tenue de la 7<sup>e</sup> conférence géologique des Caraïbes en Guadeloupe est l'occasion d'une relance des travaux dans les Antilles françaises de la part du BRGM et de plusieurs laboratoires universitaires français et étrangers. Ces travaux aboutissent notamment à l'édition d'un livret-guide d'excursions géologiques (collectif, 1974) et d'un recueil de publications dans lequel la Martinique tient une large part (collectif, 1976).

Par ailleurs, des travaux de téphrochronologie détaillée et de caractérisation des éruptions préhistoriques de la montagne Pelée sont amorcés par des chercheurs anglo-saxons (Gunn, *et al.*, 1976 ; Roobol et Smith, 1976) et la datation des ensembles structuraux par la méthode du potassium-argon poursuivie (Nagle *et al.*, 1976).

L'éruption de la Soufrière de Guadeloupe en 1976 va être à l'origine de, ou coïncider avec, une nouvelle accélération des travaux de recherches "tous azimuts" dans les Petites Antilles, de la part des organismes français, anglais et américains. Pour ce qui concerne plus spécifiquement la Martinique ceci se traduit principalement par :

- un effort de vulgarisation des travaux réalisés au cours des dix années écoulées : publication du guide géologique régional Martinique - Guadeloupe (Westercamp et Tazieff, 1980), inauguration de la galerie de Géologie du parc floral à Fort-de-France ;
- le lancement, en France, d'un programme (BRGM-DSC) d'évaluation et de zonage du risque volcanique à la montagne Pelée. Ceci aboutit à un accroissement important des connaissances géologiques (Traineau, 1982 ; Westercamp et Traineau, 1983a et b, 1987) et hydrogéochimiques de ce volcan (Mouret, 1979 ; Barat, 1984). Parallèlement, d'autres études pétrographiques (Fichaut *et al.*, 1985 ;

Fichaut, 1986) et dynamiques (Bourdier *et al.*, 1985) sont poursuivies ;

—la continuation d'opérations de recherches à l'initiative du CNRS, de l'INAG, de la CORDET et du BRGM dans les domaines de la magmatologie (Coulon *et al.*, 1984 ; Escalant, 1987), du magnétisme (Feuillard *et al.*, 1980 ; Gérard *et al.*, 1981), de la volcano-magmatologie structurale (Westercamp, 1979) et de l'hydrothermalisme fossile (Westercamp, 1979 ; Zorpi, en préparation) ;

—le démarrage d'un important programme de recherches par le BRGM (programme Arcante) consacré à l'étude géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles à partir de travaux effectués à terre et à la mer ;

—l'obtention de nouvelles données radiochronologiques au potassium-argon (Briden *et al.*, 1979) ;

—la réalisation d'un programme de recherche géothermique haute-température dans les régions du Lamentin et de Morne-Rouge par la Compagnie française de géothermie (C.F.G.) et de l'Institut mixte de recherches géothermiques (BRGM-AFME), qui permet de préciser bien des points concernant la structure interne de l'île, la géochimie des sources thermales, la répartition des minéralisations hydrothermales récentes etc. (Westercamp et Traineau, 1987 ; nombreux rapports BRGM inédits).

Les études réalisées par le Service géologique régional Antilles-Guyane (BRGM) à la demande d'administrations locales ou de tiers, dans les domaines de la géotechnique, de l'hydrogéologie (avec notamment l'archivage des sondages) et pour la recherche de matériaux, seront également prises en compte ici. Citons également les travaux de géochimie isotopique de Davidson (1983, 1986) et de Dupuy et Escalant (en cours) qui reprennent et complètent les études plus anciennes de Cheminée (1973) et Pelletier (1976).

Une note de synthèse, qui intègre les principaux résultats des travaux cités ci-dessus à ceux présentés en détail dans cette notice, a été récemment publiée (Andreieff *et al.*, 1988a). Signalons enfin le travail de Pons (1987) consacré à la formation et à l'évolution des formations superficielles, qui fait le lien entre la géologie, d'une part, et la pédologie et les processus de sédimentation marine d'autre part.

## *CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La décision de procéder à une révision complète de la carte géologique de la Martinique à 1/50 000 fut prise par le BRGM à l'issue de la 7<sup>e</sup> conférence géologique des Caraïbes en juillet 1974. Les nouveaux levés ont été effectués à partir du fond topographique à 1/20 000 de l'IGN datant de 1955, ce qui n'a pas été sans poser quelques problèmes liés notamment au très fort développement de l'infrastructure routière de l'île ces dix dernières années.

Un cartouche annexé à la carte précise la date des levés, la nature des travaux d'accompagnement et le nom et la fonction des auteurs. Par ailleurs, la notice a bénéficié des données inédites qu'ont bien voulu mettre à notre disposition J. Bruisson, M. Escalant, A. Meunier et ses collaborateurs, C. Paulin et M. Zorpi.

## *APERÇU SUR LA MORPHOLOGIE ET L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DES PETITES ANTILLES*

L'arc des Petites Antilles qui s'égrène en une vingtaine d'îles principales, dessine une courbe de 850 km de longueur et de 450 km de rayon de courbure (voir cartouche). Les plus grandes îles, d'une superficie supérieure à 750 km<sup>2</sup>, se trouvent au centre de l'archipel : Martinique, Dominique, Basse-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).

Dans la moitié sud, il n'existe qu'une seule ride sous-marine, relativement étroite, de Grenade à la Martinique. La moitié nord est morphologiquement plus complexe. En effet, au-delà du canal de la Dominique qui est le seuil le plus profond (un peu plus de 1 200 m de profondeur) recoupant la ride des Petites Antilles, on observe vers l'Est une succession de bancs peu profonds ou de plateaux insulaires souvent de vastes dimensions, et à l'Ouest une ride volcanique assez étroite qui abrite des appareils actuels ou récents. Entre les deux s'allonge, à partir de la Guadeloupe, une gouttière qui s'approfondit progressivement en direction du Nord, la dépression Kallinago. De l'autre côté (Ouest) de cette ride volcanique, vers son extrémité nord-ouest, s'étend une autre vaste plate-forme très peu profonde, le banc de Saba.

En ce qui concerne la morphologie des pentes de la ride des Petites Antilles, on constate une dissymétrie croisée. Celles du quart nord-est, c'est-à-dire de la Désirade au passage d'Anegada, présentent les plus grandes déclivités, raccordant directement le rebord des plates-formes aux fonds de plus de 5 000 m de l'Atlantique. Elles sont peu ou pas recouvertes par des sédiments récents et laissent largement affleurer les formations du substratum. En outre, elles sont échancrées par de vastes rentrants dont le plus important est la vallée de la Désirade. En revanche, les versants du quart nord-ouest sont bien moins raides et ont subi une forte sédimentation. Au Sud de l'axe de dissymétrie passant entre Guadeloupe et Martinique, la situation est inverse : les pentes molles et très sédimentées qui regardent vers le bassin de Tobago s'opposent à celles qui font face au bassin de Grenade.

La nature, l'âge et la disposition des îles qui constituent l'archipel des Petites Antilles ont conduit, depuis longtemps, à les subdiviser en plusieurs couples parfois confondus entre eux : arc externe/arc interne, arc ancien/arc récent, Antilles calcaires/Antilles volcaniques (cf. p. ex. Martin-Kaye, 1969). En fonction des données les plus récentes de la géologie et de la morphologie, les définitions suivantes ont été proposées (Bouysse *et al.*, sous-presse) :

● Les **Antilles calcaires** sont représentées par les îles qui n'ont pas été le siège d'une activité volcanique depuis le début du Néogène et qui sont partiellement ou totalement recouvertes par des formations carbonatées ; elles sont toutes incluses dans les plates-formes du Nord-Est, au Nord de la Martinique : Marie-Galante, Grande-Terre, la Désirade, Antigua, Saint-Barthélemy, Saint-Martin, Tintamarre, Anguilla, Dog, Sombrero, mais aussi Barbuda que les auteurs antérieurs excluaient de cette catégorie. Ces îles ont un relief généralement faible. Seules Marie-Galante, Grande-Terre, Barbuda, Tintamarre et Sombrero ne laissent pas affleurer de substratum volcanique. Ce dernier, connu ou supposé, peut être Eocène-Oligocène, ou Mésozoïque (dans ce dernier cas : la Désirade, Barbuda, Sombrero).

● Les **Antilles volcaniques** sont constituées par toutes les autres îles de l'archipel, où se sont mis en place les appareils volcaniques depuis le Néogène, et quelle que soit, éventuellement, leur histoire antérieure. En toute rigueur, on devrait exclure de ce groupe certaines petites îles des Grenadines (Battowia, Baliceaux, Moustique, Savan et Tobago Cays), qui n'ont pas connu de volcanisme post-oligocène, mais comme on ne peut les rattacher au groupe précédent

puisqu'elles ne sont pas (même très partiellement) couvertes par des calcaires néogènes, nous les laissons dans cette deuxième subdivision pour des raisons historiques et de commodité.

● **L'arc ancien** fonctionne de l'Eocène inférieur (preuves à Saint-Martin, et indices dans le forage DSDP 543 du leg 78A) jusqu'à la limite Oligocène inférieur/Oligocène supérieur. Cette ancienne ligne volcanique, dont "l'empatement" pourrait ne pas dépasser la trentaine de km, s'étend sur toute la longueur des Petites Antilles et passe par les îles et hauts-fonds suivants : Grenade, Grenadines, Saint-Vincent (? ; cette île paraît relativement jeune et semble être un peu décalée vers l'Ouest, par rapport à cet axe), Sainte-Lucie, Martinique, banc Amérique, banc Dien-Bien-Phu, Marie-Galante, Grande-Terre, banc Bertrand, banc Falmouth, Antigua, banc des Animaux, Saint-Barthélemy, Saint-Martin, Anguilla et Dog.

● **L'arc récent** est globalement actif du Miocène inférieur non basal (22 Ma) jusqu'à nos jours et s'ordonne suivant la succession : Grenade, Grenadines (sauf les quelques îles citées plus haut), Saint-Vincent, Sainte-Lucie, Martinique, la Dominique, les Saintes, Basse-Terre, Montserrat, Redonda, Nevis, Saint-Kitts, Saint-Eustache, Saba, banc Luymes, monts sous-marins du Sud-Est et du Noroit. Le tronçon sous-marin Luymes – Noroit, long de 110 km, qui représente la terminaison septentrionale de cet arc récent, s'est éteint au Pliocène supérieur.

● **L'arc externe** se réduit à la partie de l'arc ancien, clairement séparée de l'arc récent ; il ne commence donc vraiment qu'au banc Amérique.

● **L'arc interne**, pour des raisons identiques, est la partie de l'arc récent qui ne débute qu'à la Dominique.

L'adéquation complète entre arc externe et arc ancien d'une part, et entre arcs interne et récent d'autre part (selon le schéma classique de Martin-Kaye, 1969) n'est pas possible car au Sud de la Martinique, les arcs ancien et récent ne sont pas accolés (avec l'arc ancien à l'Est, donc en position externe, et l'arc récent en position interne), mais étroitement imbriqués, tel que cela ressort de l'étude récente des Grenadines (Westercamp *et al.*, 1985). Ce n'est qu'en Martinique, juste avant la bifurcation entre les deux arcs, que l'on voit le schéma classique respecté.

● Enfin, on appelle **proto-arc** ou **arc mésozoïque** le substratum d'arc insulaire antérieur à l'arc ancien des Petites Antilles et la ride d'Aves, ces deux structures n'ayant formé qu'une seule entité au Crétacé supérieur. Ce substratum est observable à la Désirade et sur les flancs nord-est et nord de la ride des Petites Antilles. Il a été également mis en évidence par sondages, sous le banc de Saba.

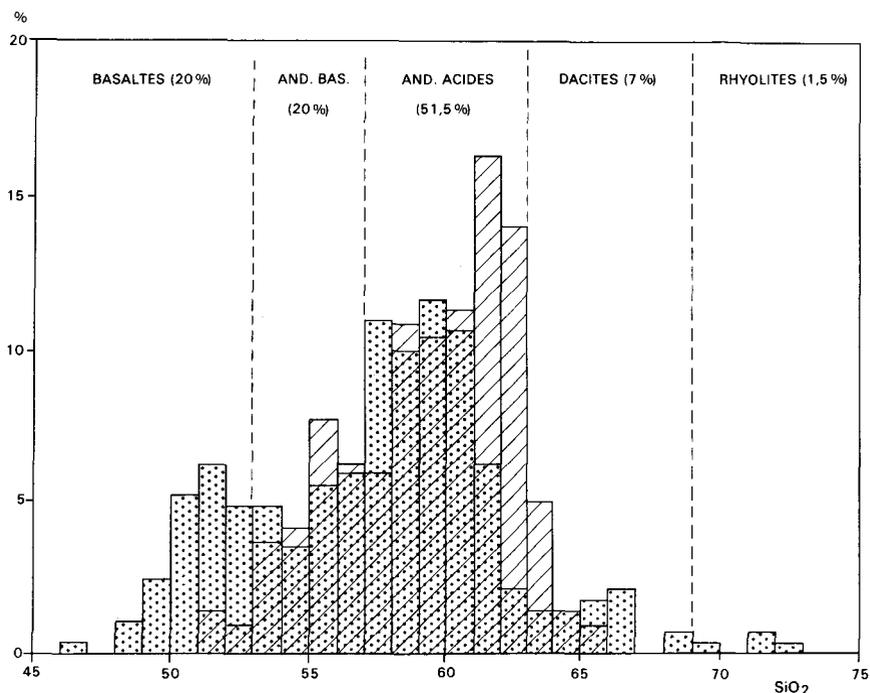
### INTRODUCTION A LA PÉTROGRAPHIE DES LAVES DE LA MARTINIQUE

Les roches volcaniques de l'arc des Petites Antilles et de la Martinique sont classées en plusieurs groupes pétrographiques sur la base de leur teneur en silice :

- basaltes :  $\text{SiO}_2 < 53 \%$
- andésites basiques :  $53 < \text{SiO}_2 < 57 \%$
- andésites acides :  $57 < \text{SiO}_2 < 63 \%$
- dacites :  $63 < \text{SiO}_2 < 69 \%$
- rhyolites :  $\text{SiO}_2 > 69 \%$ .

Les laves émises en Martinique durant l'activité des arcs ancien et récent, varient en composition depuis des basaltes ( $\text{SiO}_2$  : 46 % pour les plus basiques) jusqu'aux dacites ( $\text{SiO}_2$  : 66 %) et exceptionnellement jusqu'aux rhyolites ( $\text{SiO}_2$  : 72 %). L'histogramme de fréquence des teneurs en silice de l'ensemble des laves de l'île fait apparaître un maximum de fréquence entre 57 et 61 % de  $\text{SiO}_2$  (fig. 2). Sur la base des analyses disponibles (à l'exception de celles de la montagne Pelée), les andésites acides représentent 51,5 % du total des roches volcaniques analysées, les basaltes et les andésites basiques 20 %, les dacites 7 %, et les rhyolites moins de 2 % (on se référera à Escalant, 1988, pour plus de détail concernant la géochimie et la minéralogie des laves de Martinique).

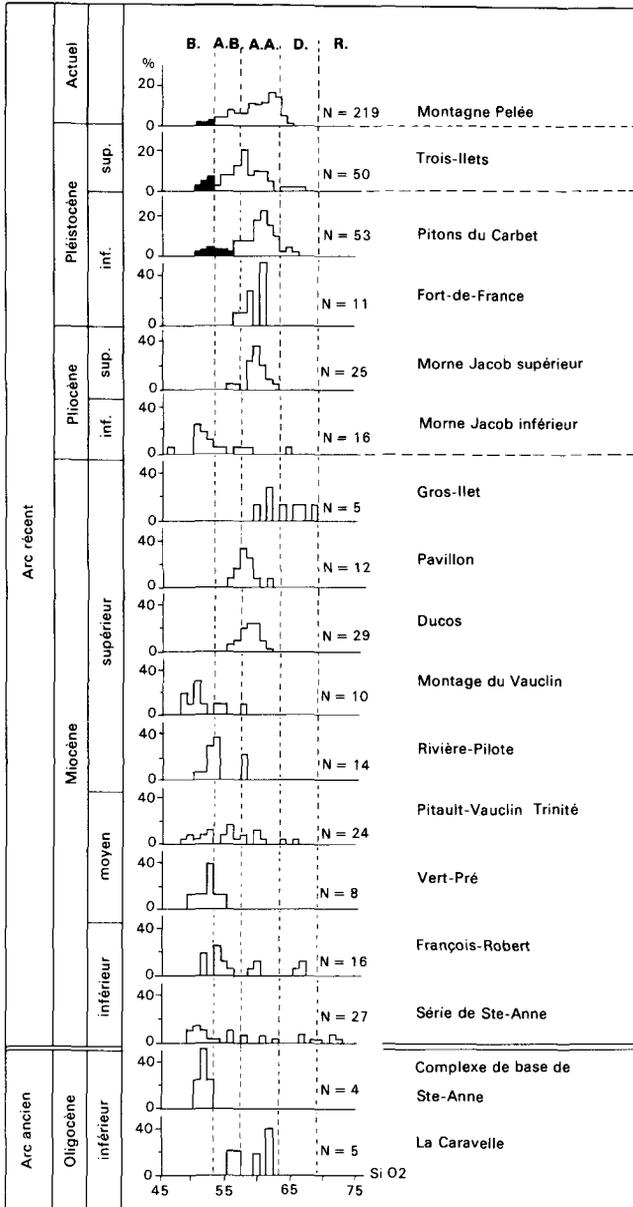
D'une façon générale, les épisodes volcaniques se caractérisent soit par une prédominance des termes basiques notamment pour les événements antérieurs au Miocène supérieur, soit par une prédominance des termes andésitiques et dacitiques, généralement observée dans les événements postérieurs au Pliocène inférieur. Dans le détail, l'augmentation de la proportion de laves acides au cours du temps est plus complexe et l'évolution de l'acidité des laves varie aussi bien dans un même épisode volcanique qu'au cours d'une longue période d'activité (fig. 3).



**Fig. 2 - Histogramme général des laves de Martinique** sous la forme de deux histogrammes superposés (d'après Escalant, 1988)  
- celui de la montagne Pelée (hachures obliques; nombre d'analyses = 217)  
- celui des autres laves de l'île (points; nombre d'analyses = 291)

La prédominance des termes acides en Martinique est caractéristique de l'arc des Petites Antilles tout entier et de la plupart des marges convergentes.

Le tableau 1 présente quelques analyses chimiques (éléments majeurs) des principaux types pétrographiques martiniquais.



**Fig. 3 - Evolution des teneurs en silice des laves de Martinique au cours du temps (d'après Escalant, 1988)**

N = Nombre d'analyses; B = Basaltes; AB = Andésite basaltique; A = Andésite; D = Dacite; R = Rhyolite. La partie noircie des histogrammes correspond aux enclaves basaltiques congénères incluses dans les laves acides.

TABLEAU 1 - ANALYSES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX GROUPES PÉTROGRAPHIQUES DES LAVES DE LA MARTINIQUE (D'APRÈS ESCALANT, 1988)

	BASALTES		ANDÉSITES BASIQUES		ANDÉSITES ACIDES		DACITES		RHYOLITES	
Nbre analys.	58		58		150		21		4	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
SiO <sub>2</sub>	50,99	1,31	55,14	1,18	59,37	1,46	65,42	1,45	71,11	0,88
TiO <sub>2</sub>	1,11	0,47	0,90	0,35	0,67	0,20	0,53	0,12	0,38	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,95	1,81	17,16	1,30	17,42	1,20	15,73	1,30	14,33	1,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,73	1,71	9,34	1,82	7,15	1,17	5,31	1,20	3,47	0,94
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,19	0,04	0,17	0,05	0,15	0,08	0,11	0,05	0,05	0,04
MgO	4,64	1,30	3,81	0,85	2,81	0,85	1,32	0,32	0,34	0,20
CaO	9,99	0,90	8,35	0,91	7,07	0,91	4,54	1,10	2,59	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,66	0,36	3,05	0,41	3,07	0,54	4,02	0,96	5,26	0,43
K <sub>2</sub> O	0,62	0,23	0,87	0,31	1,26	0,36	1,38	0,37	1,30	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	0,09	0,15	0,11	0,13	0,05	0,16	0,07	0,09	0,05

### Caractéristiques des principaux termes pétrographiques

**Basaltes.** Ce sont des roches porphyriques (20 à 40 % de phénocristaux), ou peu porphyriques (texture doléritique) à aphyriques (< 15 % de phénocristaux). Suivant leur paragenèse minérale, deux types de basaltes peuvent être distingués :

- les *basaltes à olivine* (porphyriques ou aphyriques), dans lesquels les phénocristaux de plagioclase dominants (10 à 35 %) sont associés à l'olivine (0,5 à 5,5 %) et au clinopyroxène (0,5 à 6 %). Exceptionnellement, des xénocristaux de quartz peuvent être observés (basalte à quartz du morne Champagne, volcanisme des Trois-Ilets). La mésostase représente 65 à 90 % du volume des roches. Elle est

composée d'olivine, de plagioclase, de clinopyroxène, d'oxydes ferrotitanés et d'un verre brun interstitiel plus ou moins abondant ;

– les *basaltes à amphibole* sont des roches très porphyriques (30 à 40 % de phénocristaux) dans lesquelles les phénocristaux sont, par ordre de pourcentage décroissant, du plagioclase (26 %), des pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène ; 6 à 7 %), de l'olivine (2,5 %), des minéraux opaques (1,5 %) et de l'amphibole (1 %). Ces basaltes s'observent dans la phase volcanique de la montagne Pelée ainsi que dans les enclaves basaltiques des phases volcaniques des Trois-Ilets et des pitons du Carbet.

**Andésites basiques.** Elles sont présentes dans la plupart des épisodes volcaniques. Leur texture est porphyrique ou aphyrique ; le pourcentage de phénocristaux varie de 8 à 50 %, mais il est le plus souvent compris entre 20 et 40 %. Selon les paragenèses minérales, deux types d'andésites basiques sont distingués :

– les *andésites basiques à olivine* sont porphyriques, ou peu porphyriques à aphyriques. Le plagioclase dominant (5 à 35 %) est associé à l'olivine (0,5 à 2 %) et au clinopyroxène (0,5 à 8 %) ; les minéraux opaques ainsi que l'orthopyroxène sont exceptionnellement présents et en très faible quantité (< 0,5 %). La mésostase de ces roches se compose de l'association minéralogique suivante : plagioclase, olivine, clinopyroxène, minéraux opaques et d'un verre brun interstitiel abondant ;

– les *andésites basiques à deux pyroxènes*, sont des roches très porphyriques (25 à 50 % de phénocristaux) dans lesquelles le plagioclase (25 à 40 %) est associé à l'orthopyroxène (2,5 à 7 %), au clinopyroxène (1 à 6 % et aux minéraux opaques (0,5 à 1,5 %). La mésostase de ces roches, finement cristallisée et très riche en verre brun, montre la même paragenèse minérale. Les andésites à deux pyroxènes s'observent principalement dans la période d'activité inférieure à 9 Ma. Dans les épisodes récents (pitons du Carbet, Trois-Ilets, montagne Pelée), elles sont associées à l'olivine (0,5 à 1 %), à l'amphibole (0,5 à 1 %) et plus exceptionnellement à la biotite (1 %).

**Andésites acides.** Dans les épisodes volcaniques anciens (>9,5 Ma), ces laves présentent souvent une texture aphyrique fluidale (<10 % de phénocristaux), tandis que dans les épisodes plus récents (<9,5 Ma), elles sont porphyriques (25 à 50 % de phénocristaux). Selon l'assemblage minéralogique, deux types d'andésites sont reconnus :

– les *andésistes à deux pyroxènes* qui se différencient des andésites basiques de même type, par une proportion plus élevée des phénocristaux d'orthopyroxène (5 à 10 %) aux dépens du clinopyroxène (1,5 %). La mésostase renferme la même paragenèse minérale à laquelle s'ajoute parfois de l'olivine et de la biotite de fin de cristallisation. Ces andésites prédominent en volume dans les dernières phases miocènes (volcanisme fissural du Sud-Ouest et du morne Pavillon) et dans la plupart des phases pliocènes (morne Jacob et Fort-de-France) ;

– les *andésistes acides à amphibole* sont caractérisées par la présence de phénocristaux d'amphibole (0,5 à 4 %) associés à l'orthopyroxène (3 à 8 %), au clinopyroxène (0,5 à 2,5 %), au plagioclase (30 %) et aux minéraux opaques (0,5 à 2 %). La biotite est fréquemment associée à l'amphibole. La mésostase possède la même paragenèse minérale, à laquelle s'ajoute exceptionnellement le quartz. Des xénocristaux d'olivine, de grenat et de cordiérite sont parfois présents. Ces andésites à amphibole sont plutôt caractéristiques des phases volcaniques les plus récentes de la période pliocène à actuelle (pitons du Carbet, Trois-Ilets, mont Conil).

**Dacites.** Elles apparaissent de manière épisodique dans les premières phases de l'arc récent et deviennent plus fréquentes dans les derniers épisodes volcaniques de l'île. Dans les épisodes anciens et exceptionnellement dans la première phase de la période pliocène, les dacites présentent une texture aphyrique fluidale (< 10 % de phénocristaux). A l'inverse, dans les épisodes plus récentes (< 2 Ma), elles sont porphyriques (30 à 50 % de phénocristaux). D'après leur texture et leur association minéralogique, deux types de dacites peuvent être distingués :

– les *dacites aphyriques à deux pyroxènes*, dans lesquelles le plagioclase est associé aux minéraux opaques, à l'orthopyroxène et plus rarement au clinopyroxène ;

– les *dacites porphyriques à biotite et/ou amphibole*, au sein desquelles le plagioclase toujours prédominant (30 %) est associé à l'amphibole (0,5 à 2 %, voire 14 %), aux minéraux opaques (1 à 2 %), à l'orthopyroxène (1 à 9 %), et plus rarement au clinopyroxène (0,5 à 1 %). Ces laves se singularisent surtout par la présence de quartz (5 à 17 % ; phases des pitons du Carbet et de la montagne Pelée) auquel s'ajoutent parfois la biotite (4 %) et le grenat (1 % ; phase de Gros-Ilet). L'olivine en xénocristaux est toujours présente.

**Rhyolites.** Ce sont des roches aphyriques (< 10 % de phénocristaux) à texture fluidale, constituées par l'assemblage minéralogique suivant : plagioclase, minéraux opaques, orthopyroxène et clinopyroxène. Elles n'existent que dans la série volcanique de Sainte-Anne, du Miocène inférieur.

### Affinité magmatique

La dominance des andésites acides, les faibles teneurs en  $\text{TiO}_2$  (< 1,2 %), en Ni et en Cr et les teneurs élevées en CaO et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  démontrent le caractère typiquement orogénique des roches de la Martinique et de l'arc insulaire des Petites Antilles.

Maury et Westercamp (1985) proposent une subdivision des laves de l'arc en quatre ensembles, qui s'applique entièrement aux roches volcaniques de la Martinique :

- les *basaltes magnésiens* ( $\text{MgO} > 8 \%$  ;  $\text{Cr} > 200 \text{ ppm}$  ;  $\text{Ni} > 100 \text{ ppm}$ ) et les andésites basiques montrant les mêmes tendances géochimiques à affinité alcaline (Grenade et les Grenadines) ou subalcaline (Sud de Saint-Vincent et Martinique) ;
- les *séries faiblement potassiques* ( $\text{K}_2\text{O} < 0,5 \%$  pour  $\text{SiO}_2 = 50 \%$ ) localisées essentiellement dans le Nord de l'arc (Saint-Kitts, Saint-Eustache, Redonda), à Saint-Vincent et dans les séries miocènes de la Martinique et de Sainte-Lucie. Elles présentent des affinités de tholéiites d'arc : teneurs faibles en éléments incompatibles, spectres de répartition des terres rares relativement plats, rapport Fe/Mg élevé et croissance de Fe et Ti en début d'évolution ;
- les *séries moyennement potassiques* ( $0,5 < \text{K}_2\text{O} < 0,9 \%$  pour  $\text{SiO}_2 = 50 \%$  que l'on trouve dans la partie centrale de l'arc (Montserrat ; Grande-Terre de Guadeloupe ; Dominique ; montagne Pelée, Martinique) ; ces séries sont plus riches en éléments incompatibles ;
- enfin, les *séries potassiques* ( $\text{K}_2\text{O} > 0,9 \%$  pour  $\text{SiO}_2 = 50 \%$ ) au Sud et du centre de l'arc (Grenade, Grenadines, Soufrière de Sainte-Lucie, pitons du Carbet en Martinique) qui sont beaucoup plus riches en éléments incompatibles, dont les spectres de terres rares montrent des enrichissements importants en terres rares légères et dont les rapports isotopiques du strontium sont nettement plus élevés que dans les autres séries.

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

La distribution dans l'espace et dans le temps de ces types de séries n'est pas quelconque en Martinique. Elle s'ordonne selon un même scénario dans le compartiment miocène, qui forme l'ossature de la moitié sud de l'île, et dans le compartiment pliocène qui forme les grands reliefs centraux de l'île.

L'activité volcanique est d'abord sous-marine, fortement contrôlée par la tectonique régionale, et caractérisée par des laves basiques, abondantes et de tendance tholéitique. Petit à petit des représentants calco-alcalins faiblement puis moyennement potassiques apparaissent aux côtés des termes tholéitiques, puis subsistent seuls. Le front volcanique a, pendant ce temps, migré vers l'Ouest et son activité est devenue aérienne et essentiellement effusive (stade des volcans-boucliers). En fin d'évolution du compartiment, le volcanisme est essentiellement de nature explosive, les laves émises sont en majorité acides et du type calco-alcalin potassique, et les volumes mis en jeux sont faibles. Le front volcanique est définitivement installé côté Caraïbe.

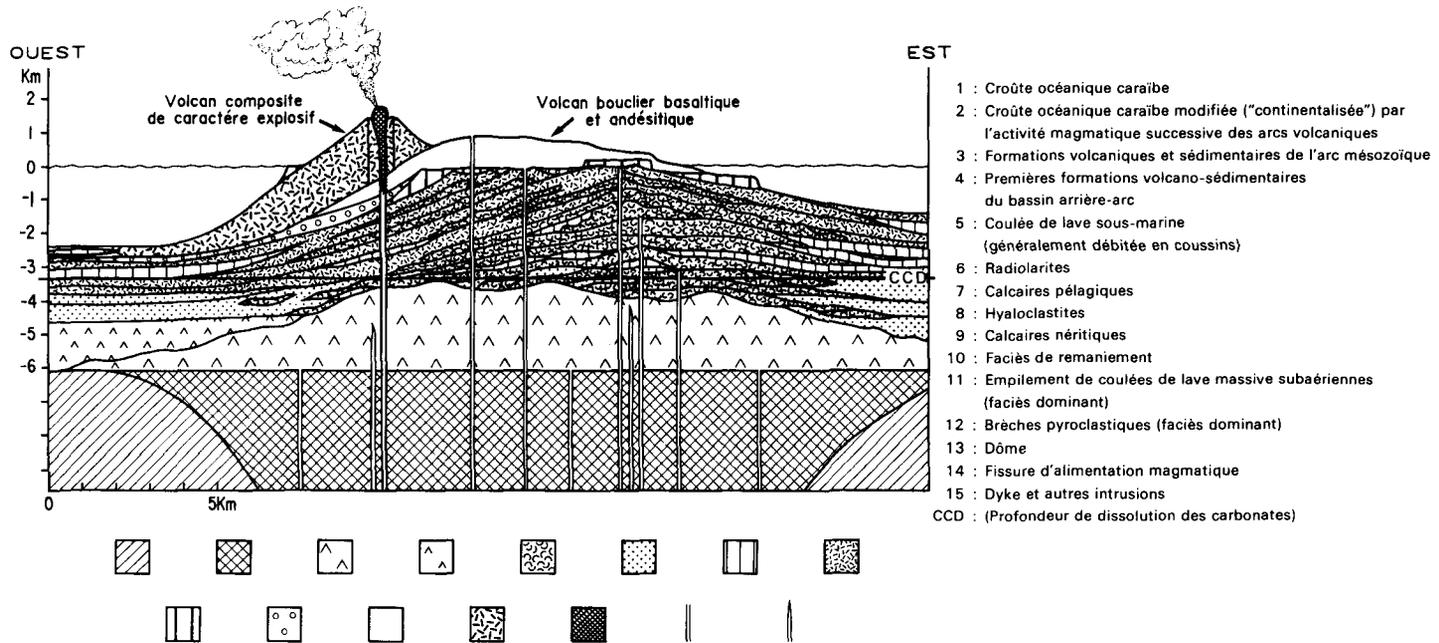
Les figures 4 et 5 représentent de façon schématique ce type de fonctionnement de l'arc insulaire au niveau de la Martinique.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### OLIGOCÈNE

#### FORMATIONS VOLCANIQUES

**Complexe de base.** Le complexe de base, par définition, concerne les terrains volcaniques anté-miocènes. Il affleure au niveau des presqu'îles de Sainte-Anne et de la Caravelle et en quelques points isolés intermédiaires au Sud du Vauclin et du François. Si on ajoute le rocher de la Caravelle (qui n'a pu être abordé) situé 3 km au Nord de l'extrémité de la presqu'île de même nom, le complexe de base constitue une vaste plateforme mamelonnée, en grande partie immergée, et recouverte sur sa retombée occidentale par les formations géologiques plus récentes.



**Fig. 4 - Coupe schématique à travers les Petites Antilles centrales, montrant la succession des différentes formations ayant contribué à la formation de l'arc**

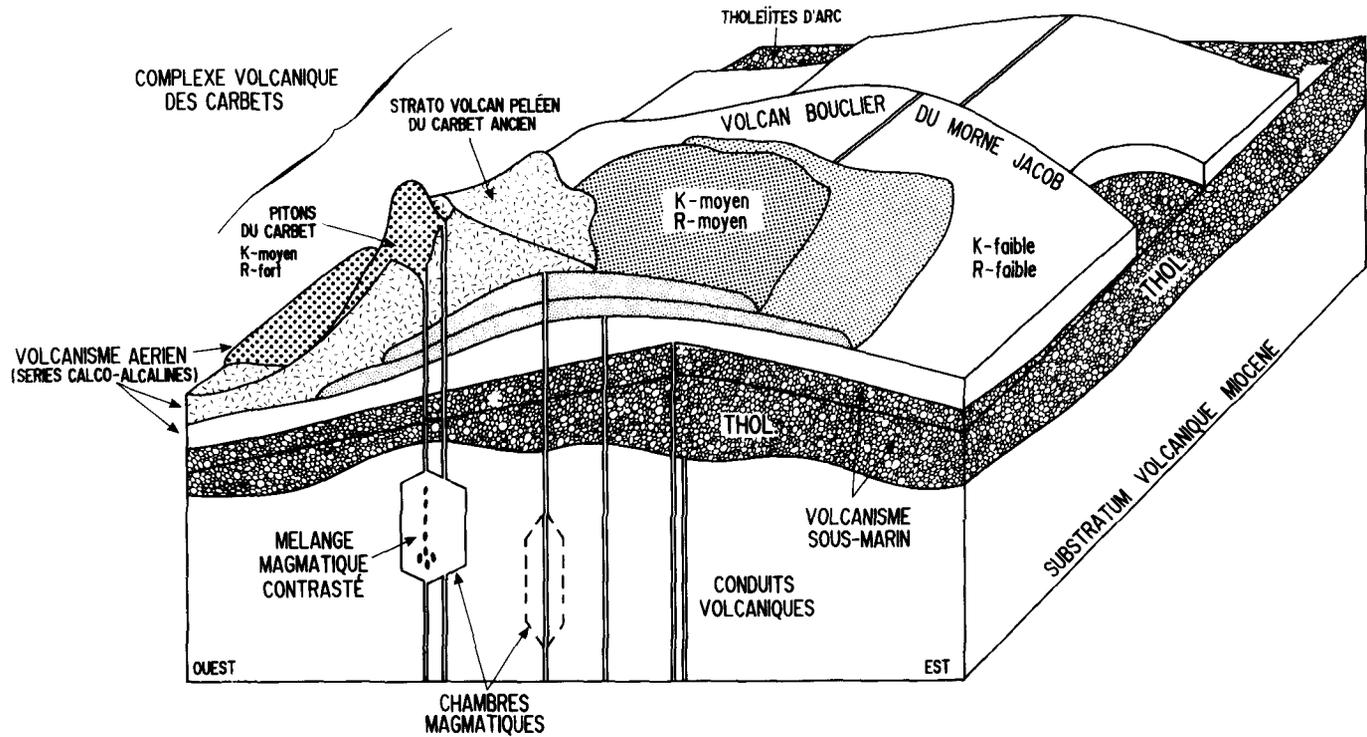


Fig. 5 - Evolution schématique des édifices volcaniques et des différentes séries magmatiques exprimées du compartiment d'arc pliocène, dans le centre de la Martinique (K = teneur en potassium ; R = teneur en éléments radiogéniques : Sr, Pb, ...)

La nature volcanique du complexe de base est sous-marine, excepté peut-être les coulées massives en position topographique élevée des quartiers Morne-Pavillon (Caravelle) et Cap-Macré (Sainte-Anne) qui pourraient être aériennes. Quoiqu'il en soit, il est, côté Sainte-Anne, largement soulevé au-dessus du niveau de la mer avant le début du Miocène et colonisé par la végétation puisque la phase volcanique suivante, explosive, qui affecte la région (Bm1) va englober dans ses dépôts de nombreux végétaux silicifiés.

**αg2. Coulées de lave.** Il s'agit de coulées de lave le plus souvent massives, fracturées, altérées dans les teintes beige, brune et rouille. A la Caravelle, elle recouvrent les brèches vertes Bg2 et constituent la formation géologique la plus importante de la moitié orientale de la presqu'île. A Sainte-Anne, où les brèches Bg2 sont quasiment absentes, elles constituent le substratum de toute la région.

Sur le plan pétrographique, la nature des laves varie des basaltes à clinopyroxène et olivine argilisée, aux andésites, voire aux dacites, très enrichies en plagioclase. Le terme dominant est une andésite sombre porphyrique à clinopyroxène et orthopyroxène.

Quelques petits affleurements font le lien entre les deux pôles géologiques majeurs des presqu'îles de Sainte-Anne et de la Caravelle :

- au Sud du François, au lieu dit Croix-Mission, une coulée massive d'andésite porphyrique à deux pyroxènes, largement zéolitisée, est entaillée sur 10 à 20 mètres d'épaisseur par deux petites carrières aujourd'hui abandonnées ;
- dans la presqu'île de Macabou (Sud du Vauclin), sous les formations calcaires du Miocène inférieur (m1), sont visibles des basaltes massifs à clinopyroxène et fantômes d'olivine (côte septentrionale) et des andésites acides massives très plagioclasiques (secteur central) ;
- au pied du morne Carrière (Ouest de Macabou) un panneau très fracturé et zéolitisé apparaît à la faveur d'une faille majeure, sous les formations calcaires miocènes

**Bg2. Hyaloclastites grossières.** Des brèches à éléments volcaniques centimétriques à pluridécimétriques de couleur verdâtre, affleurent sous les coulées de lave massive (αg2) et des calcaires récifaux (m1), dans la moitié orientale de la presqu'île de la Caravelle. Au niveau du château Dubuc, les faciès sont nettement primaires, comme l'attestent le caractère anguleux des blocs et la nature chaotique des

dépôts. Au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'Est, le faciès hyaloclastique primaire présente d'abord des signes de remaniement puis passe à un véritable conglomérat lité en grand à blocs arrondis. Au Nord de la station météo, le long de la côte, ces derniers faciès ont livré quelques troncs silicifiés préalablement carbonisés, qui prouvent la présence d'un relief émergé (coté îlot de la Caravelle ?) dans la région.

Les phénomènes hydrothermaux qui ont ensuite affecté les hyaloclastites sont responsables de leur forte induration et de leur teinte verdâtre (due essentiellement à la cristallisation d'argile verte montmorillonitique aux dépens du verre volcanique résiduel) ; ils font l'objet d'un chapitre à part.

Ces brèches, à cause de leur altération hydrothermale, n'ont pas fait l'objet d'études pétrographiques particulières.

## Age

L'importance de l'altération n'a pas permis de sélectionner des échantillons autorisant des datations par la méthode du potassium-argon. Le seul essai effectué, qui concerne la coulée sommitale du quartier Morne-Pavillon (crête centrale de la presqu'île de la Caravelle) a donné un âge de  $20,4 \pm 1$  Ma (éch. 85 : tableau 2), considéré ici comme nettement trop jeune et qui, en conséquence, n'est pas inscrit sur la carte.

En effet, recouvert ailleurs par des calcaires attribués à l'Oligocène supérieur (g3), le complexe de base de la Caravelle doit être âgé de plus de 24 Ma, âge estimé de la limite Oligocène-Miocène (Odin, 1982 ; Berggren *et al.*, 1985).

On admettra qu'il en est de même pour le complexe affleurant dans la presqu'île de Sainte-Anne, conformément au repos volcanique, long de plusieurs millions d'années, qui séparerait la fin de l'activité de l'arc ancien du début de celle de l'arc récent (*cf.* Andreieff *et al.*, 1988a ; Bouysse et Westercamp, 1988).

## FORMATIONS SÉDIMENTAIRES

**g3. Calcaire récifal à *Miogypsinoides* du morne Castagne.** Les seuls témoins connus de la première phase de sédimentation calcaire au niveau de la Martinique affleurent au morne Castagne, situé sur la retombée occidentale du complexe de base de la Caravelle.

Il s'agit de calcaires bioclastiques durs, cristallins, de couleur blanc jaunâtre, affectés de fissures et de grottes d'origine karstique assez importantes. Leurs microfaciès peuvent être définis comme des biosparites à algues mélobésiées, amphistégines, *Miogypsinoïdes complanatus* et *Miogypsina panamensis*. Les foraminifères planctoniques, trop rares, ne permettent pas une attribution stratigraphique plus précise qu'Oligocène supérieur\*. Le milieu de dépôt est attribué à la plate-forme infralittorale proximale à moyenne.

## MIOCÈNE

### PREMIÈRE PHASE DE SÉDIMENTATION DU MIOCÈNE INFÉRIEUR (AQUITANIEN INFÉRIEUR)

m1a. **Calcaire récifal à *Miogypsina panamensis*.** La sédimentation calcaire, amorcée au cours de l'Oligocène supérieur, se poursuit ou reprend. Ses témoins ont été retrouvés à la pointe de la presqu'île de la Caravelle et dans la presqu'île de Sainte-Anne, dans le secteur nord-est du Marin.

A la pointe de la Caravelle, les formations récifales qui recouvrent les "brèches vertes" se présentent comme une alternance de niveaux consolidés et meubles. Ces derniers sont riches en *Cyphus* et autres débris d'organismes calcaires (Grunevald, 1965). Les calcaires durs à madrépores, cérites, oursins et algues mélobésiées ont fourni une microfaune benthique caractérisée par de fréquentes *Miogypsina panamensis*, *Heterostegina antillea* et de rares *Lepidocyclina canellei*.

Au Nord-Est du Marin (Nord et Sud du quartier La Mancelle ; base des petits mornes aux alentours du quartier Baréto, NNE de Sainte-Anne), on retrouve des calcaires riches en mélobésiées, dont les litho- et biofaciès sont très comparables à ceux de la Caravelle. L'abondance des miogypsines est parfois telle que certains de ces calcaires sont de véritables "lumachelles".

\* On pourra se référer à la figure 12 pour les correspondances utilisées, dans cette notice, entre les schémas biozonaux adoptés, les étages standard, et l'échelle des âges absolus.

On considère que cette première phase de sédimentation calcaire s'est déroulée au tout début du Miocène inférieur. Ceci rejoint l'opinion de Butterlin (1976) qui rapporte à l'Aquitaniens inférieur les calcaires de la pointe de la Caravelle.

## DEUXIÈME PHASE DE SÉDIMENTATION DU MIOCÈNE INFÉRIEUR (AQUITANIEN SUPÉRIEUR – BURDIGALIEN MOYEN)

m1b. **Calcaire volcanoclastique à *Lepidocyclina***. Les sédiments de cette unité enregistrent un événement important de l'histoire géologique de l'île : la reprise de l'activité volcanique, qui va se traduire par l'arrivée massive de matériel volcanoclastique (cendres riches en fragments de plagioclase libre) dans les aires de dépôt.

Les calcaires appartenant à cette deuxième phase se distinguent donc nettement de ceux de l'Oligocène supérieur – Miocène basal (g3 et m1a), totalement dépourvus d'éléments détritiques. Les affleurements sont variés, généralement situés à la périphérie de certains reliefs volcaniques de la presqu'île de Sainte-Anne, ou les coiffant.

C'est aux alentours de Macabou (Nord-Est du Marin) qu'ils sont le mieux développés et préservés. On distingue 3 types de faciès :

–(a) des tuffites meubles à grands foraminifères benthiques : lépidocyclines (dont *L. canellei*), miogypsines (*M. panamensis*), hétérostégines (*H. antillea*), nummulites ("*Operculinoides*" *panamensis* et *Spiroclypeus bullbrooki*). Les foraminifères planctoniques sont fréquents, avec notamment *Globorotalia kugleri*, *Globigerinoides primordius*, *G. immaturus* (plage de la petite anse de Macabou) ;

–(b) des calcaires volcanoclastiques à riches micofaunes benthiques en tous points semblables à celles de Macabou, qui affleurent au quartier Morne-Sulpice (Nord-Ouest de la presqu'île de Sainte-Anne) et à l'habitation Malevaut (Ouest de Macabou) ;

–(c) des calcaires volcanoclastiques et tuffites calcaires plus ou moins fossilifères, bien représentés dans les 60 m inférieurs de la série du morne Carrière et dont on retrouve des équivalents au quartier Mancelle, au Sud-Est du Marin et à l'habitation Malevaut. Leurs microfaunes sont quelque peu différentes de celles qui caractérisent les gisements précédents : à côté des formes déjà reconnues (*M. panamensis*, *L. canellei*) on note la présence de quelques *Lepidocyclina undosa* et d'exemplaires intermédiaires entre "*Operculinoides*" *panamensis* et "*O. cojimarensis*", alors que les *Spiroclypeus* ont disparu et que *H. antillea* n'est plus représentée que par de très

rare exemplaires dans les niveaux tout à fait inférieurs du morne Carrière. Les tuffites sont parfois riches en foraminifères planctoniques : *Globigerinoides trilobus*, *G. ruber*, *Globorotalia mayeri*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. altispira*, *Globigerina gr. praebulloides*.

Les sédiments de faciès (a) et (b) sont regroupés sous le nom de "tuffites de Macabou". La parfaite identité de leurs microfaunes benthiques prouve qu'ils sont d'âge équivalent, qui peut être déterminé précisément par les microfaunes planctoniques : Aquitaniens supérieurs.

Les sédiments de faciès (c) seront appelés ici "calcaires inférieurs du morne Carrière". Leurs microfaunes apparaissent plus évoluées et suggèrent que ces calcaires se sont déposés vers la partie moyenne du Burdigalien, pendant un laps de temps, vraisemblablement court, compris dans une "fourchette" allant de 19 à 17,5 Ma. Dans ces conditions, leur fraction volcanoclastique doit être attribuée à l'activité des volcans de Sainte-Anne, qui s'est déroulée aux alentours de 18-19 Ma (cf. paragraphe suivant).

Les éléments volcanoclastiques des tuffites de Macabou sont interprétés, quant à eux, comme résultant d'une activité volcanique naissante dont les témoins n'ont pas été retrouvés à l'affleurement.

### SÉRIE VOLCANIQUE DE SAINTE-ANNE

Après la timide (?) reprise de l'activité volcanique à l'Aquitaniens sans doute terminal (environ 22 Ma), qui faisait suite à la période de repos marquée par les calcaires oligocènes (g3) et Aquitaniens inférieurs (m1a), une série volcanique très complète sur le plan pétrographique se met en place au niveau de la presqu'île de Sainte Anne et peut-être aussi à la Caravelle. Elle est annoncée par une phase explosive sous-aquatique (Bm1). Il s'agit essentiellement de petits volcans de type strombolien de nature basaltique (Bm1 et  $\beta m1$  -  $\gamma m1$ ) puis andésitique ( $\alpha m1$ ), suivis après un arrêt d'une phase fissurale plus généralisée de nature dacitique ( $\rho \alpha m1$ ).

**Bm1. "Tufs" de Fond-Moustiques.** Des brèches à éléments volcaniques variés en taille, nature pétrographique et degré d'altération, emballés dans une matrice cendro-argileuse de teinte jaunâtre, reposent directement sur les laves du complexe de base. Elles sont caractérisées par la présence de bois silicifiés souvent abondants. Ces brèches, qui sont connues depuis longtemps sous le vocable "tufs de

Fond-Moustiques" sont surtout développées dans la presqu'île de Sainte-Anne, à l'Est du Marin d'une part et au Nord des Salines d'autre part. Dans ce deuxième secteur, au niveau justement de l'habitation Fond-Moustiques, on peut observer des hyalocastites primaires assez grossières à structure de dépôt planaire. Près de l'habitation Baie-des-Anglais, des faciès primaires comparables montrent de nombreuses empreintes de feuilles et tiges de végétaux entre les bancs. Sinon, en grande majorité, les dépôts apparaissent secondaires.

Ainsi, les "tufs" de Fond-Moustiques peuvent s'interpréter comme des dépôts de hyaloclastites très largement remaniées selon le scénario éruptif suivant :

- éruption sous-marine de caractère explosif en bordure de ou des îles du complexe de base ;
- destruction des forêts couvrant ce ou ces reliefs émergés par les retombées et déferlantes de cendres ;
- remaniement sous forme de lahar de l'ensemble, et sédimentation du mélange cendres, blocs et bois dans les zones côtières et les lagons ;
- silicification des bois par les venues hydrothermales qui accompagnent puis suivent la phase volcanique ici amorcée.

Nous verrons plus loin que les tufs à bois silicifiés plus récents que l'on trouve en Martinique peuvent résulter du même scénario, scénario déjà proposé pour expliquer la présence de niveaux de bois silicifiés dans les séquences de hyaloclastites primaires d'âge oligocène de l'île d'Antigua (Masclé et Westercamp, 1983). Les tufs à bois silicifiés qui affleurent sur le complexe de base de la Caravelle (Nord-Ouest de l'habitation Spoutourne, quartier Morne-Pavillon) sont supposés contemporains.

**Nature de la flore.** Les bois déterminables qui ont été récoltés dans les tufs de Fond-Moustiques en divers endroits, sont surtout des gayacs, des conifères et des palmiers, c'est-à-dire des représentants d'une flore tropicale de caractère xérophile (Grunewald, 1965). Pons (1987) a pu y reconnaître *Aiphanes martinicensis*, *Tabebuia pallida*, *Gayacum officinale* et *G. sanctum*.

Bm1 ; <sub>sc</sub>m1 ; am1. **Petits volcans stromboliens.** L'activité volcanique de caractère essentiellement sous-marin (Bm1) laisse la place à une activité aérienne de type strombolien, éventuellement après une

courte période de repos pendant laquelle l'émersion des reliefs anciens s'est accentuée. Coulées de basalte à clinopyroxène et olivine plus ou moins saine ( $\beta m_1$ ) et scories de même nature ( $\gamma m_1$ ), précèdent des phases effusives plus visqueuses d'andésite à clinopyroxène et orthopyroxène ( $\alpha m_1$ ). Quatre centres éruptifs très largement érodés ont pu être individualisés ; trois dans la presqu'île de Sainte-Anne et un à l'extrémité orientale de celle de la Caravelle, ce dernier pouvant toutefois résulter d'une phase volcanique miocène plus récente.

● **Volcan de la Savane des Pétrifications.** Il constitue l'extrémité méridionale de l'île de la Martinique et de la célèbre Savane des Pétrifications. Des coulées et des projections de cendres et scories basaltiques se mettent en place sur les laves du complexe de base et sur les tufs de Fond-Moustiques par le jeu d'un système complexe de dykes et de sills orientés principalement selon les directions NE-SW et NW-SE. L'activité volcanique s'achève avec l'émission de coulées plus épaisses d'andésite sombre à clinopyroxène qui coiffent les reliefs situés au Nord de l'étang des Salines, dont le morne des Pétrifications. L'intense activité hydrothermale qui a lieu, en même temps ou/et postérieurement, au coeur du volcan, dépose le long des fractures, dans les joints entre les blocs et dans les vacuoles des laves, tout un cortège de zéolites et polymorphes de la silice (cf. *infra*). Dans ce contexte, les bois enfouis dans les tufs de Fond-Moustiques sous-jacents, bois qui par nature constituent des pièges à silice particulièrement efficaces, apparaissent fortement silicifiés.

● **Crève-Coeur.** Un autre volcan de type strombolien occupe la partie centrale de la presqu'île de Sainte-Anne, au niveau du piton Crève-Coeur, point culminant de la région avec 200 m d'altitude. Les coulées et projections de scories basiques de la base sont concentrés dans le triangle limité par le piton Crève-Coeur, le morne La Diabliesse et le quartier Cap-Cabaret. L'activité s'achève avec la mise en place du dôme d'andésite autofumerollisé du piton Crève-Coeur lui-même. Les formations de ce volcan et son substratum sont hydrothermalisées, notamment les scories, mais à un degré moindre qu'à la Savane des Pétrifications.

● **Volcan du morne Flambeau.** On rattache au troisième édifice strombolien de la presqu'île de Sainte-Anne, peut être le plus important, la majorité des reliefs à l'Est du Marin. On y retrouve l'association coulée massive – projections de cendres et scories de

nature basaltique à la base, qui pourrait être contrôlée, comme à la Savane des Pétrifications, par une fissuration de direction NE-SW. L'activité se poursuit avec l'écoulement d'épaisses coulées d'andésite à deux pyroxènes vers le Nord, l'Est et le Sud-Est, à partir du secteur du morne Flambeau. La distribution des minéraux hydrothermaux (cf. *infra*) conduit également à situer les centres d'émission à ce niveau.

● **Témoins de la presqu'île de la Caravelle.** L'extrémité orientale de la presqu'île de la Caravelle est coiffée par une coulée d'andésite massive, sombre, porphyrique à deux pyroxènes dont la fraîcheur contraste avec les faciès habituels du complexe de base. Sa cheminée d'alimentation, aux prismations spectaculaires, et bien visible le long de la côte au Nord-Est de la pointe Petit-Nègre. La coulée d'andésite sombre, massive, qui coiffe les tufs à bois silicifiés au sommet du morne Pavillon est considérée comme contemporaine. Par contre, les dykes métriques qui recourent les brèches vertes conglomératiques du complexe de base selon les directions N-S et E-W au Nord de l'anse Chandelier, et les dépôts de hyaloclastites complètement hydrothermalisées, à structures de déferlantes basales toujours visibles, qui affleurent le long de la côte septentrionale de la presqu'île à l'Est de l'anse l'Etang, sont supposés plus récents (voir paragraphes suivants).

παμ1. **Phase fissurale dacitique terminale.** Autant le volcanisme de type strombolien semble suivre de près la phase sous-marine initiale (Bm1) dans la presqu'île de Sainte Anne, autant il est clair qu'un laps de temps assez important (non chiffré) s'est écoulé entre la fin de l'activité strombolienne et la phase dacitique terminale. Ainsi les deux petits dômes de dacite qui sont situés à la limite septentrionale de la Savane des Pétrifications se mettent en place après l'abrasion quasi complète de la partie centrale de l'ancien édifice strombolien.

Les appareils sont de taille variée depuis de simples dykes de largeur métrique, d'orientation, principalement NE-SW, des lames intrusives, jusqu'à des dômes et dôme-coulées mesurant plusieurs centaines de mètres de diamètre ou de long. Les plus importants sont l'îlet Chevalier, le morne Coupier et son relief voisin (quartier Cap-Cabaret), les mornes du Matevaut, à l'extrémité nord-orientale de la presqu'île, et Désir à la sortie est du Marin.

Sur le plan pétrographique, la lave est de couleur claire à fines figures de flux souvent bien visibles. C'est une dacite le plus souvent aphyrique à pâte microlitique riche en tridymite. Les rares phénocristaux sont des plagioclases et des orthopyroxènes. Quelques termes plus basiques contiennent du clinopyroxène.

A la Caravelle, seule la lame dacitique du morne de la Régale, de direction NNW-SSE semble illustrer la phase dacitique finale. Il pourrait s'agir de la fissure comblée ayant émis antérieurement la coulée sommitale du quartier Morne-Pavillon.

### Age

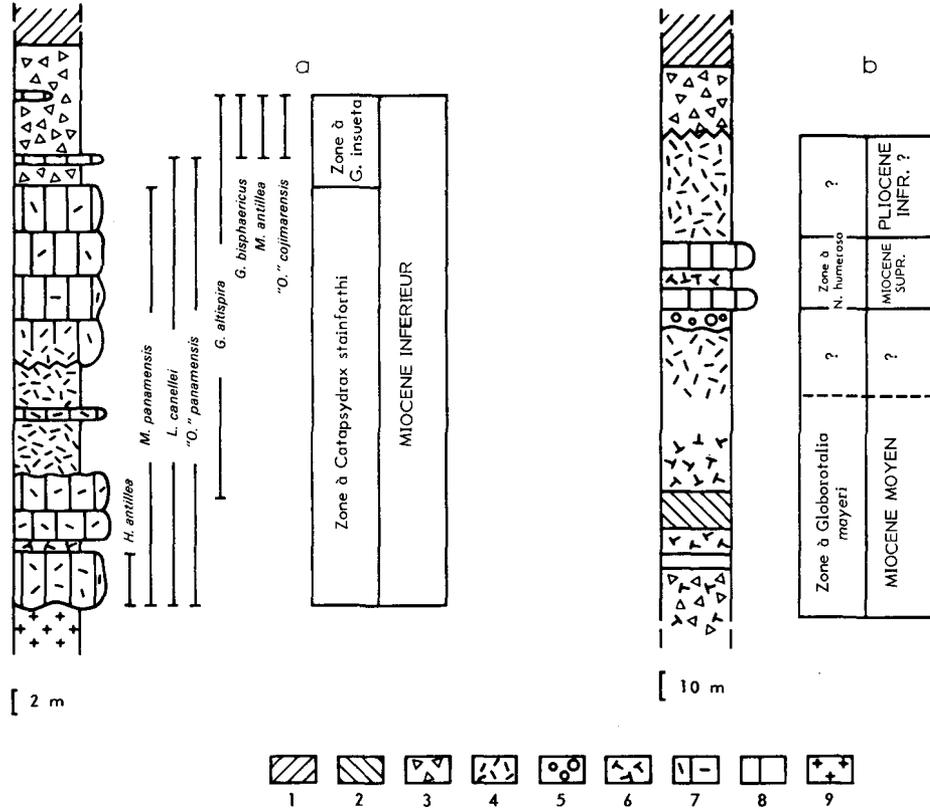
Quatre datations absolues par la méthode du potassium-argon ont été effectuées sur des basaltes et des dacites appartenant à la série volcanique de Sainte-Anne. D'un laboratoire et d'un affleurement à l'autre, les résultats varient de 36,4 à 18,12 Ma (cf. tableau 2). Deux datations se regroupent autour de 18,6 Ma. Il s'agit :  
- d'une coulée de basalte inférieure au volcan du Crève-Coeur ; âge :  $18,12 \pm 1,30$  Ma (éch.82) ;  
- d'une intrusion de dacite terminale au quartier Fond-Repos (Nord-Est de Sainte Anne) ; âge :  $19,15 \pm 1,30$  Ma (éch.83) ;

Elles permettent :

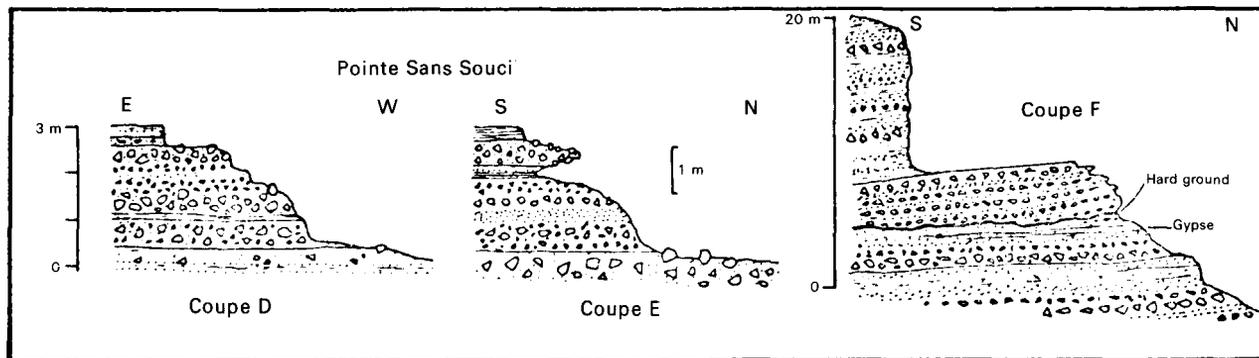
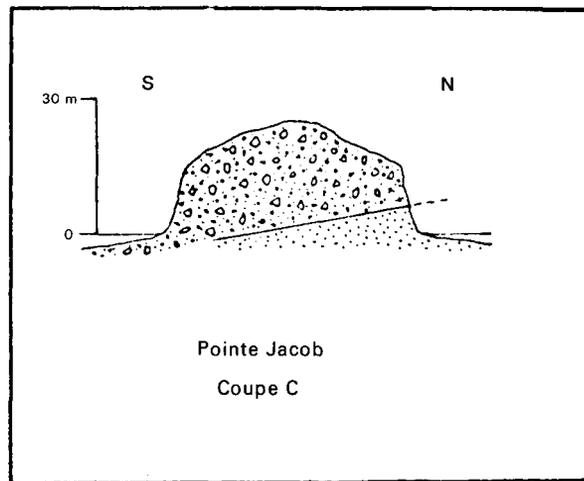
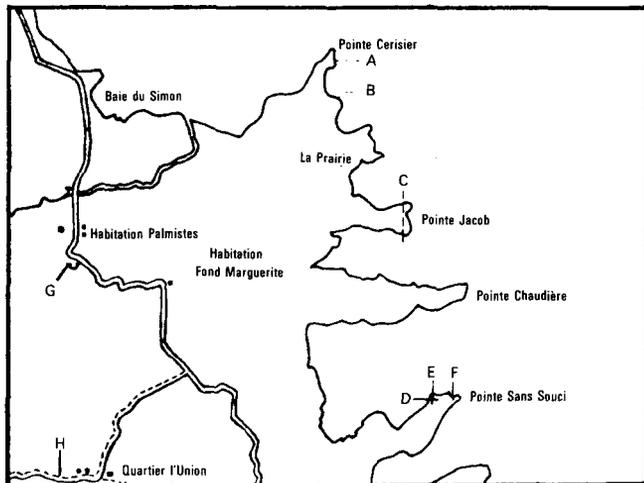
- de situer vers le milieu du Burdigalien (Berggren *et al.*, 1985) la mise en place de la série volcanique de Sainte-Anne, postérieurement aux tuffites de Macabou (m1b). Il faut en effet noter qu'aucune relation stratigraphique sans équivoque n'a été, pour le moment, établie sur le terrain entre ces deux ensembles. Ainsi, les conglomérats et coulées de lave qui reposent clairement sur les calcaires m1b au quartier Morne-Courbaril (NNE du Marin) sont attribués, sur critères pétrographiques, à des séries miocènes plus récentes (Cm2a et  $\alpha$ m2b) ;
- d'attribuer à l'activité des volcans de Sainte-Anne la présence des éléments volcaniques dans les calcaires inférieurs du morne Carrière et équivalents (m1b) (fig. 6a).

### TROISIÈME PHASE DE SÉDIMENTATION DU MIOCÈNE INFÉRIEUR (BURDIGALIEN SUPÉRIEUR)

m1c. Calcaire récifal à *Miogypsina antillea*. C'est à nouveau la presqu'île de Sainte-Anne et ses abords qui sont concernés.



**Fig. 6 - Coupes géologiques schématiques du morne Carrière (a) et de l'anse de Dufour (b)**  
 1 - Coulée de lave massive; 2 - Dyke; 3 - Hyaloclastite; 4 - Tuffite azoïque; 5 - Conglomérat polygénique;  
 6 - Tuffite fossilifère; 7 - Calcaire volcanoclastique; 8 - Calcaire; 9 - Substratum volcanique hydrothermalisé



Les premiers dépôts sont probablement les calcaires récifaux ocre, durs, karstifiés, qui coiffent, à partir de 100 m d'altitude, plusieurs des mornes juste aux alentours de Sainte-Anne. Un échantillon provenant du morne Amérique-du-Nord contient de rares fragments de *Miogypsina* cf. *antillea* et des *Archaias*, association qui pourrait suggérer la partie supérieure du Miocène inférieur. Mais, d'une façon générale, ces calcaires, qui se sont déposés dans un contexte d'arrière récif, sont très pauvres en fossiles caractéristiques et le plus souvent indatables.

La région de Sainte-Anne est alors soulevée, les premiers récifs émergent et la sédimentation calcaire se poursuit à leur périphérie. Toute une série de petits reliefs, affleurant aujourd'hui au niveau de la mer côté ouest (pointe Dunkerque, mornes du quartier Baréto et habitation Versailles), illustre cette troisième phase de sédimentation et permet de chiffrer le soulèvement à 50-80 m environ. A la pointe Dunkerque, une association de foraminifères benthiques à *Miogypsina antillea*, *Archaias angulatus* et *Miosorites americanus* a été reconnue ; les foraminifères planctoniques sont très rares (*Globigerinoides* gr. *trilobus*). L'ensemble de la biophase indique un dépôt d'arrière-récif vers la fin du Miocène inférieur.

La partie supérieure des petits mornes au Nord de Sainte-Anne est constituée de calcaires massifs riches en lépidocyclines, *Miogypsina antillea* et "*Operculinoides*" *cojimarensis* et à foraminifères planctoniques communs (*Globigerinoides bisphaericus*, *Globoquadrina altispira*), témoignant d'un milieu de dépôt plus "océanique" (avant-récif) et rapportés au Burdigalien supérieur.

Quelques affleurements isolés, à l'Ouest et au Nord-Ouest du quartier Puyferrat, font la jonction entre les témoins de la presqu'île de Sainte-Anne et la séquence carbonatée représentée dans les 15 m supérieurs du morne Carrière. Cette dernière (fig. 6a) recèle de riches microfaunes benthiques (*M. antillea*, "*O.*" *cojimarensis*, *Lepidocyclina canellei*, *Archaias angulatus*) et planctoniques (*G. bisphaericus*, *G. altispira*), très comparables à celles reconnues à Sainte-Anne. On leur attribue donc le même âge et le même paléoenvironnement.

## CHAÎNE VOLCANIQUE SOUS-MARINE DU VAUCLIN – PITAULT

Après les prémices aquitaniens et surtout burdigaliens (série de Sainte-Anne) une grande structure volcanique commence son édification sur la retombée occidentale et entre les deux paléo-îles du complexe de base oligocène : la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault. Pendant plusieurs millions d'années vont alterner phases volcaniques et périodes de sédimentation calcaire.

Cette chaîne affleure du Marin, au Sud, jusqu'aux contreforts méridionaux et orientaux du morne Jacob, au Nord. Les données géophysiques (gravimétrie et magnétisme aéroporté : cf. Feuillard *et al.*, 1980 ; Gérard *et al.*, 1981) situent les deux môles majeurs du système, respectivement au niveau du morne Pitault et sous la retombée septentrionale du morne Jacob. Il est probable qu'elle se poursuive encore plus au Nord sous les massifs récents du mont Conil et de la Pelée, comme le suggèrent les données géophysiques acquises au cours de la prospection géothermique de Morne-Rouge (cf. Westercamp et Traineau, 1988).

Pour les données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques détaillées des laves émises, nous renvoyons aux travaux de Pelletier (1976) et surtout d'Escalant (1984 et 1988).

### Episode initial François – Robert

L'épisode initial François – Robert concerne essentiellement les régions limitrophes à ces deux bourgs, et l'ensemble des îlets qui leurs font face. Des hyaloclastites plus ou moins remaniées (Hm2a) et des lahars sous-marins (Bm2a), dans lesquels s'imbriquent des coulées de lave ( $\beta$ m2a et  $\alpha$ m2a) se mettent en place. L'ensemble est recoupé de dykes et d'intrusions acides ( $\rho\alpha$ m2a).

**Hm2a. Hyaloclastites, tuffites et coulée de débris sous-marine.** Les hyaloclastites, largement remaniées en tuffites, constituent la formation géologique principale en volume et extension. On les trouve depuis le Nord du Robert, jusqu'à Macabou. Elles appartiennent à l'ensemble des "*tufs du Vauclin*" des anciens auteurs.

● Les faciès de retombée directe sont non classés et essentiellement constitués de lapilli massifs à scoriacées, emballés dans une matrice cendreuse grossière, indurée, de même nature. Autour de l'appareil fissural Bois-Soldat – Acajou (voir plus loin), les lapilli sont particu-

lièrement ponceux et leurs interstices envahis de zéolites (heulandite). On observe des granoclasses inverses dus à la plus longue flottabilité sur l'eau des gros éléments ponceux. Ces tufs hyaloclastiques affleurent bien le long de la petite route du quartier Bois-Soldat. On observe des faciès comparables au Nord du François entre les pointes Couché et Degras ; Pelletier (1974) les lie à l'activité du centre volcanique de l'îlet Lavigne. Autour de la pointe Hyacinthe (presqu'île méridionale du Robert), le caractère primaire des hyaloclastites est marqué par la présence de débris vitreux noirâtres en provenance de bombes "en choux-fleurs" plus ou moins éclatés.

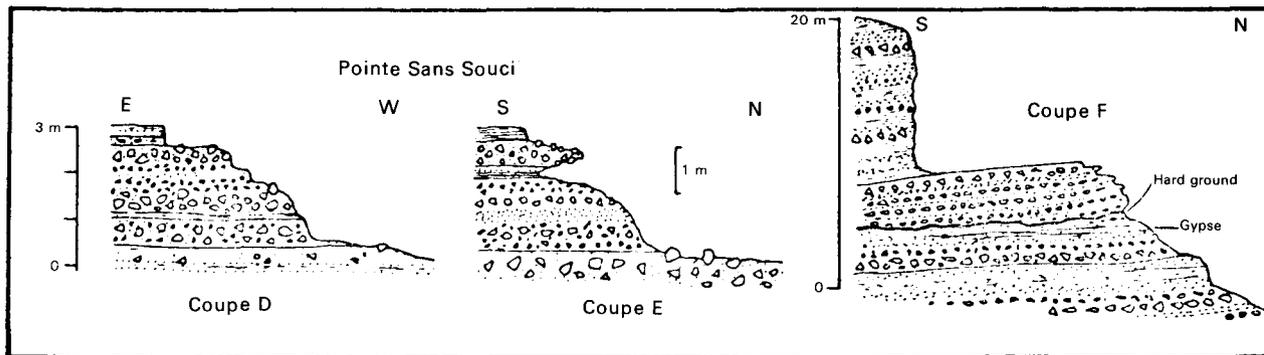
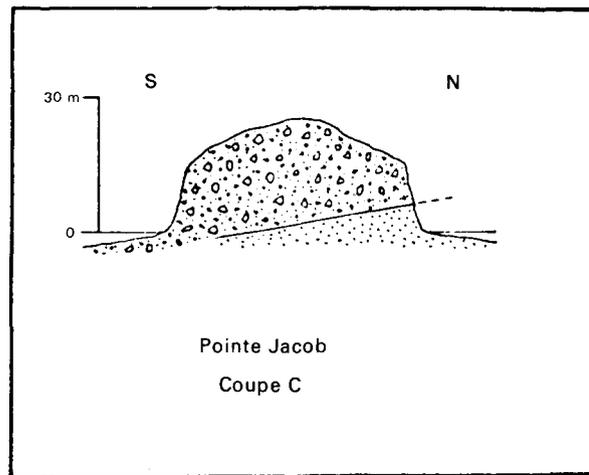
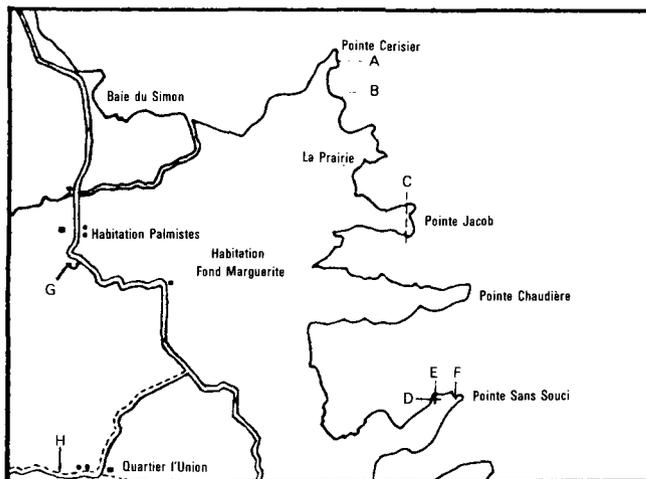
Localement, à proximité des cheminées d'alimentation importantes, les hyaloclastites sont palagonitisées et se présentent comme une brèche très indurée à grains fins, de couleur verdâtre (route François - Saint-Esprit, entre l'habitation Cotonnerie et l'habitation Les-Deux-Courants). Ce faciès connaîtra un développement spectaculaire ultérieurement, avec la mise en place du morne Pitault (Hm2b).

● Les *tuffites*, ou hyaloclastites remaniées, dominant largement sur les faciès primaires sus-décrits. Il s'agit d'alternances de bancs de microconglomérats, de grès fins et de silts, qui montrent fréquemment des séquences granoclassées normales (fig. 7). Des figures de slumps et de charge s'observent également, ces dernières étant particulièrement bien illustrées dans les cinérites et tuffites fines de l'îlet Long (Pelletier, 1974).

Des passées à microfaune et macrofaune mal conservées s'intercalent un peu partout dans la série volcanoclastique, notamment à l'îlet Petite-Martinique et sur la presqu'île de la pointe de la Rose (région du Robert).

Au Sud du Vauclin, les tuffites sont fines, ce qui témoigne de remaniements loin des centres volcaniques d'origine (cul-de-sac du Paquemar, morne Carrière). Au Sud-Ouest du François, dans la dépression de la Manzo, l'altération est très avancée mais hyaloclastites primaires et secondaires semblent associées.

Des faciès nettement plus grossiers, de caractère conglomératique affleurent côté nord dans toute la moitié orientale de la presqu'île de la pointe La Rose, et à l'Ouest de la Trinité dans la rivière du Galion. Dans cette dernière localité, ils se présentent en bancs d'épaisseur pluridécimétrique riches en galets de petite taille d'andésite hyaloporphyrique. Les pendages sont faibles (inférieurs à 10°) et de direction variable. Côté sud, des conglomérats homogènes à éléments de taille centimétrique affleurent en bord de mer au Nord de



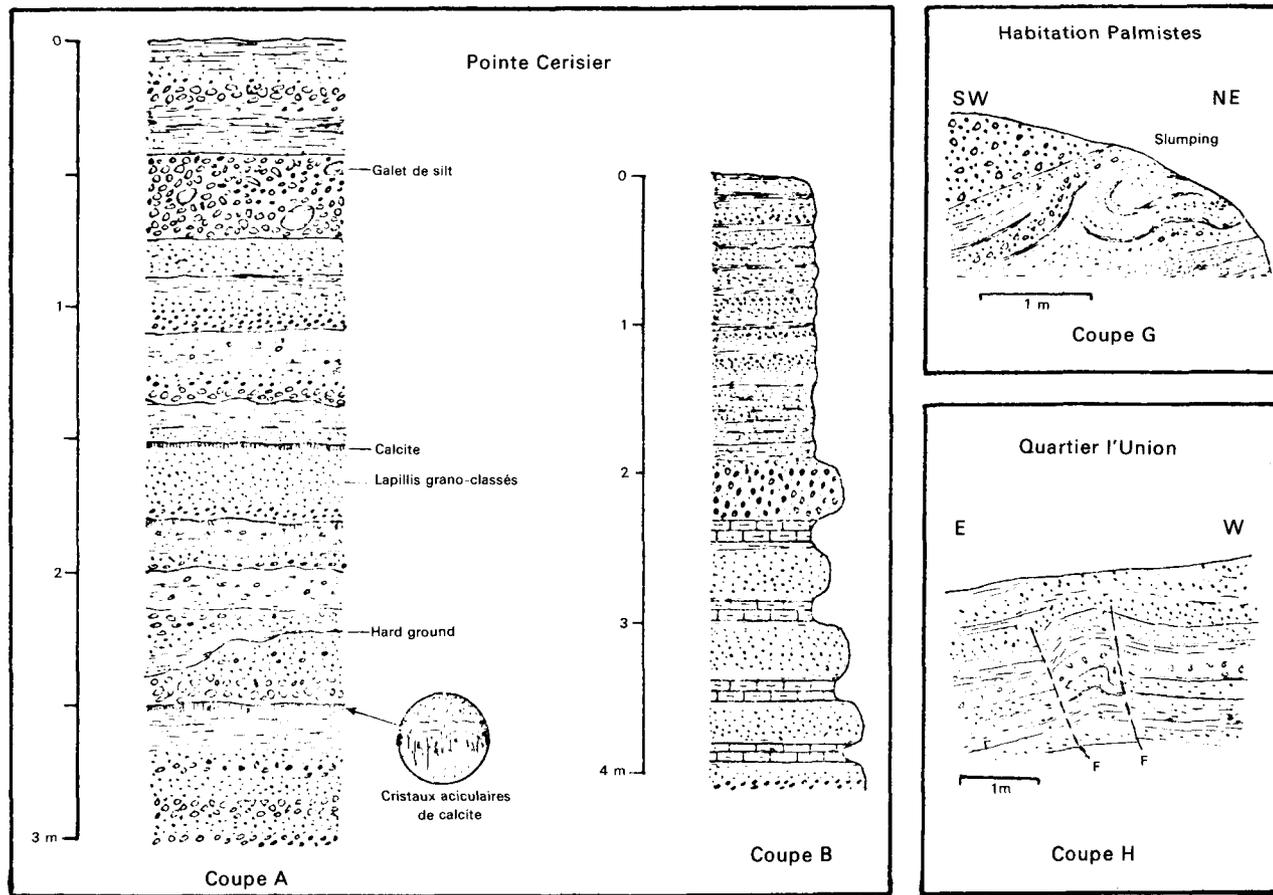


Fig. 7 - Aspects des "tufs" du Vaclin (d'après Pelletier, 1976)

l'habitation Monnerot (Est du François). Il sont plus grossiers et hétérogènes du quartier Bois-Soldat à l'usine du Simon.

Le pendage des hyaloclastites remaniées est faible, égal ou inférieur à 10°, sauf à proximité des failles et de certaines intrusions.

A l'échelle de l'île, la formation Hm2a présente un pendage général vers l'WSW, puisqu'affleurant en bordure de la côte atlantique, elle disparaît sous les premiers reliefs côtiers importants (môle du Vert-Pré ; morne Courbaril, au NNW du François, morne Carrière, à l'Ouest de Macabou,...). Au plan local, les directions de pendage sont très variables d'une zone à l'autre :

- préférentiellement SW et d'inclinaison exceptionnellement élevée (20°) au niveau de Bassignac (Ouest de la Trinité), sous les fameux "tufs" calcaires fossilifères (m2a ; voir plus loin) ;
- SE à l'îlet Ramville et à la pointe de l'Ecurie (NE du Robert) ;
- SSE au fond du cul-de-sac des Roseaux (Nord du François), avec des orientations plutôt vers l'Est dans les îlets du François et à la pointe Cerisier plus au Sud ;
- NE à NW au Sud du Vauclin.

Ces variations directionnelles des pendages d'une zone, voire d'un affleurement à l'autre, découlent du mode de mise en place plus ou moins turbiditique des tuffites et de l'irrégularité de la topographie sous-jacente, et non de plissement ultérieur comme on le croyait autrefois.

● Une brèche conglomératique très particulière recouvre les faciès hyaloclastiques primaires ou remaniés, entre le François et la baie du Simon. C'est une formation polygénique chaotique, à blocs pouvant atteindre 3 m de diamètre, emballés dans une matrice sablo-argileuse plus ou moins abondante. Les blocs les plus grands consistent en panneaux arrondis de tuffites. Les autres éléments sont des blocs émoussés de lave présentant des degrés d'altération divers, des fragments de coraux silicifiés (rares et surtout connus au niveau de la pointe Bateau, à l'Est du François) et des blocs anguleux noirâtres de basalte très vitreux.

La diversité des éléments conduit à interpréter cette brèche comme un dépôt de *coulée de débris sous-marine*, déclenchée par l'explosion d'une colonne basaltique à travers un récif enfoui sous une couverture de tuffites. Le récif impliqué est probablement d'âge Miocène inférieur en raison de la proximité de faciès massifs du complexe de base (carrières abandonnées de Croix-Mission du François). La

répartition des affleurements lie cette brèche à l'activité du volcan fissural Bois-Soldat – Acajou.

$\beta m_2a$  et  $\alpha m_2a$ . **Coulées de lave.** Des coulées de lave recouvrent un peu partout les hyaloclastites, voire s'y intercalent. Elles sont soit massives et débitées en petits prismes polygonaux aux surfaces d'altération jaunâtres, soit bréchiques et constituées de coussins (pillow-lavas) assez frustes, emballés dans une matrice de fragments de coussins, à bordure figée. Ces deux faciès, qui passent progressivement de l'un à l'autre, sont caractéristiques d'une mise en place sous-aquatique. Ces coulées :

- coiffent les reliefs hyaloclastiques de la presqu'île septentrionale du Robert, des îlets Ramville, Ragot, et Petite-Martinique ;
- constituent entièrement plusieurs autres îlets de la baie du Robert dont l'îlet Madame, qui illustre bien les passages faciès massif / faciès bréchique, l'îlet des Chardons qui montre un beau tunnel comblé de lave, l'îlet à Eau et l'îlet aux Rats ;
- se développent largement au Nord du François avec ici encore une multitude d'exemples de passages faciès massif / faciès bréchique, et au Sud, à Bois-Soldat, ou une des plus importante carrière de granulats de l'île est ouverte.

Du point de vue pétrographique, les andésites dominent sur les basaltes, et les textures aphyriques sur les porphyriques. Dans tous les cas, le plagioclase est la phase minéralogique principale ( $An_{90-80}$  dans les basaltes ;  $An_{85-50}$  dans les andésites, au niveau des phénocristaux). Il est associé au clinopyroxène, à l'olivine (dans les basaltes) et à l'orthopyroxène (dans les andésites où il est moins fréquent), et aux oxydes de ferro-titane. La mésostase est en outre riche en verre brunâtre.

$\rho \alpha m_2a$ . **Intrusions de dacite.** Certaines intrusions de grande taille, en necks (îlet Petit-Piton, baie du Robert, habitation les Deux-Courants, François) ou lames (Rocher-Leclerc, François) sont constituées par une lave claire à figures de flux fines et bien marquées, recoupées ou non de prismes de refroidissement. Elles scellent généralement l'activité des principaux centres volcaniques liés à la phase François – Robert, qui vont être rapidement décrits un peu plus loin.

Sur le plan pétrographique, il s'agit de dacites peu porphyriques. Les rares phénocristaux sont constitués de plagioclase ( $An_{50-40}$ ), de clinopyroxène (rare), d'orthopyroxène et d'oxydes de ferro-titane. La

mésostase présente les mêmes minéraux, hormis l'orthopyroxène, emballés dans une matrice vitreuse peu abondante plus ou moins argilisée. Le plagioclase est très dominant ; certains faciès sont même quasi holofeldspathiques (habitation des Deux-Courants).

**Dykes.** Ils sont surtout développés dans la région du François. Pelletier (1974) en a recensé plus de 200 dans un secteur de 75 km<sup>2</sup>, au cours de ses levés géologiques menés essentiellement le long des routes et des chemins. Ils sont généralement verticaux, d'épaisseur plurimétrique, orientés selon la direction NW-SE, et de composition andésitique. Le contact avec l'encaissant est plan et les phénomènes de métamorphisme au niveau de ce dernier exceptionnel. Les dykes les plus importants sont composites, c'est-à-dire constitués de plusieurs dykes accolés et soudés les uns contre les autres. Ce sont les cheminées de certains des appareils volcaniques qui sont rapidement décrit ci-dessous.

### **Appareils volcaniques**

**Appareil fissural de Bois-Soldat (SW du François).** Déjà plusieurs fois mentionné, cet appareil, individualisé en tant que tel par Pelletier (1974), semble être le plus important de l'épisode François - Robert. Il fonctionne le long d'une fracture de 2 km de long pour 30 m de large environ, orientée NW-SE. Son extrémité septentrionale est occupée par le neck dacitique de l'habitation des Deux-Courants. Son extrémité méridionale a émis la coulée de Bois-Soldat, exploitée en carrière. Les premières phases d'activité sont explosives et projettent des hyaloclastites à lapilli ponceux. Les lahars sous-marins primaires, ainsi que nous l'avons dit, semblent originaires de cet appareil.

**Îlet Oscar (Est du François).** L'îlet Oscar est décrit par Pelletier (1974) comme une coulée de lave plus ou moins bréchique recoupée d'intrusions. Il s'agit probablement d'un petit centre d'où proviennent les hyaloclastites grossières à enclaves grenues de type cumulat qui couvrent l'îlet Thiery tout proche.

**Îlet Lavigne (baie du François).** Est décrit par le même auteur comme un volcan bigénétique caractérisé par une première phase volcanique sous-marine explosive, qui projette des hyaloclastites à enclaves du cumulat, suivie d'une phase d'activité aérienne de type strombolien.

**Pipe de Union-Dostaly (SSE du François).** Il s'agit d'une cheminée bréchique, recoupée par un dyke composite épais d'une quinzaine de mètres et orienté selon la direction NNW-SSE. La brèche du pipe est grossière, non consolidée, polygénique, à blocs le plus souvent arrondis d'andésite altérée, de cumulats abondants (essentiellement anorthite + augite salitique), de basalte très porphyrique à tendance cumulative, de bombes présentant une ou plusieurs enveloppes de refroidissement brusque ou des prismations courbes plus ou moins radiales. Cette brèche volcanique primaire ressemble à s'y méprendre à un conglomérat peu évolué.

**Ilet Petit-Piton (baie du Robert).** Ce dôme d'andésite acide aux spectaculaires figures de flux recoupées, souvent obliquement, de prismes de refroidissement pourrait être le centre d'émission des autres îles et îlets avoisinants. Excepté peut-être l'îlet Petit-Vincent situé plus à l'Ouest (et qui est en fait une petite tombolo) qui pourrait être aussi une ancienne cheminée d'alimentation magmatique.

### Age

Trois datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur des coulées de lave de cet épisode :

- la carrière de Bois-Soldat (éch. 81) ; âge =  $15,90 \pm 1,00$  Ma ;
- l'îlet à Eau, baie du Robert (éch. 80) ; âge =  $15,69 \pm 1,10$  Ma ;
- une coulée au Nord du François (éch. 52) ; âge =  $8,66 \pm 0,7$  Ma.

On peut considérer, au vu des deux premiers résultats et compte tenu de l'attribution biostratigraphique des calcaires intercalés dans les tufs inférieurs du Vauclin, au morne Carrière, que la mise en place de l'épisode initial François – Robert de la chaîne volcanique sous-marine Vauclin – Pitault a pu se dérouler entre 17 et 16 Ma environ.

### Première phase de sédimentation calcaire du Miocène moyen (Langhien)

m2a. Calcaire bioclastique et tuffite noire du François et de Bassignac. Avec la baisse de l'activité éruptive sous-marine dans la région François – Robert, la sédimentation calcaire reprend.

● *Sur les hauts-fonds* de nature volcanique constitués précédemment se déposent des calcaires récifaux et pararécifaux, dont les affleurements connus sont dispersés et de petite dimension.

Dans la région du François, ils frangent les reliefs liés à l'appareil fissural Bois-Soldat - Acajou ou recouvrent les épaisses coulées de laves qui affleurent au Nord du bourg. La plupart de ces calcaires sont fossilifères : foraminifères benthiques ("*Operculinoides*" *cojimarensis*) et planctoniques (*Globorotalia peripheroronda*, *G. mayeri*, *G. praemenardii*, orbulines) caractérisent le Miocène moyen basal (Langhien) et suggèrent un milieu de dépôt de plate-forme infralittorale distale à circalittorale.

Dans la région du Robert, la mince dalle de calcaire lumachelique qui coiffe la pointe Hyacinthe et la tuffite riche en débris coquilliers qui s'intercale dans le volcanisme de l'îlet Petite-Martinique sont attribuées à cette phase de sédimentation, bien qu'ils n'aient pas fourni de microfaune caractéristique du fait d'un paléoenvironnement trop défavorable (infralittoral proximal).

● *Sur la retombée occidentale des reliefs*, en partie émergés, constitués précédemment et à l'Oligocène (Caravelle), se déposent les célèbres "*tufs de Bassignac*" (WSW de la Trinité).

Il s'agit d'une tuffite à macrofaune et microfaune abondantes emballées dans une matrice cendro-argileuses noirâtre. La macrofaune forme des thanatocénoses spectaculaires : selon les secteurs, les gastéropodes sont dominants (turritelles, olives, cônes), ou les lamelibranches (*Pecten*, *Cardium*) ; les oursins (clypeastéridés, scutellidés), tubes de *Cyphus*, dentales et rares carapaces de cheloniens (Grunevald, 1965) se retrouvent associés indifféremment aux deux groupes.

La microfaune benthique témoigne d'un milieu de dépôt de type fond de baie (Julius et Pons, 1976), ce qui est confirmé par les caractères de la microfaune planctonique, dans laquelle les formes ubiquistes dominent largement les formes spécialisées d'eaux profondes : *Globigerinopsis aguasayensis*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerinoides obliquus*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*.

Cette tuffite est recouverte par des hyaloclastites peu remaniées à lapilli vitreux, sombres, d'andésite vacuolaire à clinopyroxène et fantômes d'olivine. Elles passent vers le haut à des niveaux remaniés contenant des blocs calcaires arrondis (fragments de polypiers) puis à des calcaires récifaux francs affleurant en grandes dalles horizontales (rivière du Galion, altitude 60-70 m). L'ensemble s'enfile sous

des conglomérats et des laves encore attribués au volcanisme François – Robert (Hm2a), puis sous les coulées de la phase basique intermédiaire ( $\beta m2b$ ).

L'ensemble fossilifère de Bassignac s'est donc déposé, au Miocène moyen basal (Langhien), dans un contexte sédimentaire rappelant celui actuellement en vigueur dans la baie de Fort-de-France, l'activité de la phase volcanique François – Robert n'étant pas encore tout à fait achevée.

**Cm2a. Conglomérats du quartier Morne-Courbaril.** Tandis que se déroulent les premiers événements relatifs à l'édification de la chaîne volcanique sous-marine Vauclin – Pitault, les reliefs de Sainte-Anne sont soumis à l'érosion. C'est à de tels événements qu'on attribue pour l'instant et avec prudence (en l'absence d'une étude détaillée des constituants) les conglomérats qui affleurent le long de la route joignant le Vauclin au Marin, au niveau du quartier Morne-Courbaril, face à la dépression des Grands-Fonds du Marin. Dans le cas présent, la formation des conglomérats est susceptible de durer jusqu'à la deuxième phase effusive généralisée (voir plus loin) à laquelle on attribue les coulées d'andésite qui les recouvrent localement.

### Première phase effusive généralisée

$\rho\beta m2a$ . **Coulées de basalte porphyrique de Vert-Pré.** Un énorme ensemble de lave massive s'épanche sur la retombée occidentale des reliefs volcaniques sous-marins et calcaires dont la mise en place s'achève à peine. Il affleure depuis Sainte-Marie au Nord, jusqu'au morne Carrière (Macabou) au Sud, et le secteur septentrional du Lamentin à l'Ouest. Il est particulièrement développé entre Gros-Morne et Vert-Pré jusqu'à constituer une "dôme" morphologique qui rompt avec la retombée orientale assez régulière du vaste volcan plus récent du morne Jacob.

Ces coulées de lave sont profondément altérées, la roche saine n'apparaissant plus que sous forme de boules dispersées dans une matrice argilisée. Les reliefs méridionaux du Paquemar et du morne Carrière (Macabou) échappent seuls à cette altération générale. Les laves sont bien massives, localement prismées, et malgré l'absence des structures habituelles de mise en place sous l'eau, très probablement sous-marines étant donnée leur position stratigraphique.

Sur le plan pétrographique, les laves sont des basaltes porphyriques de texture plus ou moins cumulative, caractérisés par l'abondance des grands phénocristaux de plagioclase calcique pouvant contenir des grains arrondis de clinopyroxène disposés en chapelet. Le reste des phénocristaux est constitué par l'olivine le plus souvent entièrement argilisée, et le clinopyroxène. L'ensemble est emballé dans une mésostase de texture hyalodoléritique à lattes de plagioclase, grains de clinopyroxène, minéraux ferro-titanés et verre brunâtre plus ou moins transformé en smectites. Quelques termes plus andésitiques renferment de l'orthopyroxène (secteur nord-ouest de Bassignac et quartier La Chopotte, Nord du François). Dans ce dernier secteur, Pelletier (1974) signale également des laves de texture noduleuse à orbiculaire. Les orbicules, dont la taille varie de 0,5 à 2 cm, se distinguent bien par leur teinte rougeâtre qui tranche sur le fond d'altération beige clair.

### Age

Deux datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur des laves de cet ensemble : l'une sur un bloc de la coulée exploitée à la carrière Paquemar ( $15,09 \pm 0,3$  Ma) côté sud, et l'autre sur une coulée en rive droite de la basse vallée du Galion ( $12,4 \pm 0,3$  Ma) côté nord.

La position stratigraphique de cet événement entre des formations sédimentaires datées du Langhien supérieur (m2a) et d'autres du Serravalien inférieur (m2b), restreint l'âge de la mise en place à l'intervalle 14-15 Ma. En conséquence, la datation obtenue au Paquemar est jugée la plus représentative, et l'on considère que l'effusion de cet ensemble de basaltes a eu lieu vers 14,8 Ma.

**Remarque.** Dans le secteur de la Trinité – Vert-Pré, il n'a pas toujours été possible de différencier les basaltes de la première phase effusive généralisée de la chaîne Vauclin – Pitault des écoulements liés au début d'activité du volcan fissural du morne Jacob, tout à fait comparables sur le plan pétrographique (1 $\beta$ 01). La limite cartographique entre les deux formations a dû être placée là de façon arbitraire, à la rupture de pente du môle topographique Gros-Morne – Vert-Pré qui souligne son ennoyage partiel par les coulées basiques du volcan-bouclier du morne Jacob.

## Deuxième phase de sédimentation calcaire du Miocène moyen (Serravalien inférieur)

L'arrêt de la phase basaltique  $\rho\beta m2a$  permet une fois encore à la sédimentation calcaire de s'exprimer. C'est dans la région du Marin qu'elle se développe le plus et qu'elle affleure le mieux. Cette localité est en conséquence prise comme type de l'ensemble de cet épisode sédimentaire, que l'on va retrouver jusqu'au Nord du François et dans toute la chaîne du Vauclin.

**m2bM. Calcaires du Marin s.s.** Ils constituent la formation sédimentaire la plus étendue de l'île. Ils affleurent de façon continue depuis le bourg du Marin jusqu'au pied du morne Sulpice plus au Nord, sur environ 4 km<sup>2</sup>. Ils sont transgressifs sur la partie nord-ouest de la presqu'île de Sainte-Anne où ils reposent sur le conglomérat polygénique et volcanoclastique Cm2a, qui résulte du début de l'érosion de ce relief ancien après son émergence définitive au cours du Burdigalien. Dans la dépression de Grand-Fond, ils reposent sur des tuffites volcanoclastiques appartenant logiquement à la première phase d'activité de la chaîne Vauclin – Pitault (Hm2a).

On rencontre successivement :

- des tuffites calcaires et argileuses en alternance sur une vingtaine de mètres ;
- des calcaires récifaux bioclastiques et volcanoclastiques ;
- à nouveau des tuffites calcaires ;
- et enfin, au col du quartier La Fouquette, des calcaires francs.

Tous ces sédiments se sont révélés richement fossilifères et leurs associations de foraminifères planctoniques permettent de les dater précisément du Serravalien inférieur : *Globorotalia fohsi*, *G. lobata*, *G. praemenardii*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *S. multiloba*, orbulines. Les milieux de dépôt sont attribués à la plate-forme circalittorale distale, voire à la pente pour les tuffites, les épisodes calcaires témoignant de conditions plus internes (circalittoral proximal).

L'ensemble, qui atteint environ 150 m d'épaisseur est affecté d'un pendage de 10 à 20°, globalement, en direction du Nord-Ouest et s'enfile sous la crête volcanique morne Sulpice – morne Acca dressée entre les deux communes du Marin et de Rivière-Pilote. Plusieurs forages de reconnaissance hydrogéologique (travaux BRGM) réalisés à proximité de l'habitation Grand-Fond ont recoupé les formations décrites ci-dessus.

Les calcaires qui affleurent au niveau du quartier Baudelle, au Nord de Rivière-Pilote, le long de deux ravines en provenance du morne Vent, à l'altitude de 110-120 m, sont dans la même position stratigraphique. L'affleurement au Sud-Est du quartier en question montre un calcaire dur, riche en algues, surmontant une tuffite noirâtre, hyaloclastique à débris coquilliers et foraminifères planctoniques. L'association qui comprend *Globorotalia peripheroacuta*, *G. mayeri*, *Globigerinoides ruber*, *Orbulina suturalis*, permet d'attribuer ce dépôt à la partie basale du Serravalien. Ils seraient donc quasi contemporains du début de la mise en place du complexe calcaire du Marin.

Les deux pointements de calcaires massifs, non datables, affleurant de part et d'autre de la crête septentrionale du morne Camp (Sud du morne Vent) à l'altitude de 150 m (flanc ouest) et de 180 m (flanc est), appartiendraient à la même table récifale.

Les autres gisements calcaires qui vont être décrits ci-après sont attribués à la deuxième phase de sédimentation calcaire du Miocène moyen, sur critères géologiques. En effet, les associations faunistiques sont trop pauvres pour pouvoir les dater. D'une façon générale, s'intercalant dans les tuffites hyaloclastiques de l'épisode volcanique majeur Vauclin - Pitault (voir plus loin), elles seraient contemporaines de la partie supérieure des calcaires du Marin s.s., voire légèrement plus jeunes.

**m2b. Calcaires récifaux plus ou moins bioclastiques et volcanoclastiques.** On les trouve dans de nombreuses localités, certaines étant déjà localisées sur l'ancienne carte géologique et décrites par Grunevald dans la notice accompagnatrice (1961) et dans son mémoire (1965). En allant du Sud vers le Nord, on les rencontre :

(1) - *alentour du morne Péron* (Nord du Marin et du morne Sulpice), où trois affleurements ont été observés à l'altitude de 175 m (quartiers Laisse-Travail et Péron). Il s'agit probablement de témoins d'une table récifale postérieurement recouverte, intrudée et redressée localement par les coulées et intrusions du volcan morne Sulpice (8m2c). L'un de ces affleurements présente en effet un pendage de 40° vers le NNW, anormal par rapport à la disposition horizontale générale de ces calcaires ;

(2) - *plus au Nord, au niveau du morne Beaujolais et du quartier La Lucette* (Sud-Ouest du Vauclin), où une dizaine d'affleurements ont été observés, sous forme de calcaires massifs et noduleux et de tuffites calcaires. Au Sud, à l'Est et au Nord-Est du quartier La Lucette,

ils se situent vers 120-130 m d'altitude, tandis qu'au Nord-Ouest du quartier Beaujolais, ils affleurent vers 190 m. Cette disposition est compatible avec l'existence d'une table calcaire unique, d'épaisseur métrique, affectée de pendages faibles et variables (0 à 10°) en direction du Sud-Est, tels qu'on peut les mesurer sur les tuffites litées sus-jacentes ;

(3) – *en contrebas du quartier Wam* (SSW de la montagne du Vauclin, le long de la route D5 joignant Saint-Ésprit au Vauclin), à la grotte aux Chauves-Souris, où affleure un calcaire massif profondément karstifié et localement intrudé par des dykes d'andésite basique porphyrique à grands plagioclases et clinopyroxène ( $\rho\alpha m2b$ ). Grunevald (1965) y a récolté de nombreux exemplaires de *Clypeaster concavus*. Ce calcaire peut être suivi, de façon quasi continue, vers l'Ouest, jusqu'aux quartiers La Nau et Vieille-Terre. Il est recouvert par une tuffite calcaire qui affleure bien le long de la route D5 jusqu'au Nord du quartier Suin. L'ensemble présente un pendage général de 20 à 30° vers le Sud, à lier au réseau dense de dykes plurimétriques NW-SE qui le recourent ;

(4) – *alentour et au niveau du morne Baldara* (WNW de la montagne du Vauclin). Des calcaires massifs, sans éléments volcaniques, localement recouverts par une couche discontinue de tuffite très volcanoclastique, sont rapportés à la même formation calcaire. Situés dans un contexte d'intrusions (dykes) serrées, plus récentes, ils sont souvent très recristallisés ;

(5) – *vers l'Est*, deux petits affleurements ont été observés au Nord du Vauclin, sous des coulées sous-marines à coussins de basalte aphyrique ( $\beta m2b$ ) ;

(6) – *l'affleurement du morne Courbaril*, au Nord du François, constitue le témoin connu le plus septentrional de cette phase de sédimentation. Il s'agit d'une mince table de calcaire massif intercalée, au niveau des pointements cotés 154 et 184 (500 m au Sud du quartier Morne-Courbaril), entre les coulées de basalte porphyrique sous-jacents et des hyaloclastites palagonitisées (faciès brèches vertes) du morne Pitault (Hm2b).

Du point de vue de leurs faciès, ces différents calcaires peuvent être classés en 2 groupes :

– des calcaires plus ou moins volcanoclastiques à "*Operculinoïdes*" *cojimarensis* et amphistégines (1,3) ;

– des calcaires peu ou pas du tout volcanoclastiques à algues, *Archaias* et amphistégines (2,4,6).

Les foraminifères planctoniques, extrêmement rares (orbulines, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia mayeri*), indiquent le Miocène moyen indifférencié.

### Phase majeure d'activité de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault s.s.

Postérieurement et en grande partie sur les coulées de basalte porphyrique ( $\rho\beta m2a$ ) se met en place le plus important complexe de hyaloclastites et coulées sous-marines associées, de la chaîne Vauclin – Pitault. L'activité volcanique se concentre au sein de quatre secteurs géographiques assez bien délimités :

- le massif du Vauclin ;
- le morne Pitault ;
- la région de la Trinité ;
- le secteur Lamentin – Fort-de-France.

Les formations effusives ( $\rho\alpha m2b$ ,  $\alpha m2b$ ,  $\beta m2b$ ) et pyroclastiques ( $Hm2b$ ) sont tout à fait de même type que celles mises en place au cours de l'épisode initial François – Robert, et il n'en sera pas fait de présentation et de description générales spécifiques. Les différents faciès observés et leurs relations avec la tectonique vont être décrits dans le contexte de leurs édifices propres.

#### Massif du Vauclin

**Dykes.** L'activité volcanique dans le secteur du massif du Vauclin est entièrement contrôlée par l'ouverture de fissures de direction NW-SE, comme pour la première phase François – Robert. Un réseau serré de dykes verticaux, pluridécimétriques à plurimétriques de cette direction intrude le substratum et les premiers produits émis, entre la presqu'île de Sainte-Anne et le morne Pitault à l'intérieur d'une bande de 4 km de large, axée plus ou moins sur la montagne du Vauclin. Par exemple, les essaims de dykes sont remarquablement serrés le long d'une crête bien marquée dans la morphologie à l'Ouest de la montagne du Vauclin, entre le quartier La Boissière et le morne Acajou. On inclut dans cet ensemble, sans pouvoir les discerner, les intrusions qui se mettront en place lors de la phase d'activité propre à la montagne du Vauclin. Les hyaloclastites sont parfois redressées à leur contact ou affectées d'un débit "en boules".

L'activité volcanique semble se concentrer ou persister sous forme d'appareils plus importants en bordure de la bande riche en dykes évoquée ci-dessus, et à l'aplomb de la future montagne du Vauclin.

**Axe fissural nord : morne Valentin – morne du Noyer.** Trois volcans s'alignent sur cet axe.

Le morne Valentin est le sommet d'un appareil andésitique apparemment essentiellement effusif à coulées sous-marines typiques à la base, fin niveau de hyaloclastites intermédiaires, et épaisses coulées finales massives, de puissance pluridécamétrique qui affleurent vers le Sud-Ouest de façon continue jusqu'au morne Monésie. Le morne du Noyer est également caractérisé par d'épaisses coulées d'andésite à deux pyroxènes localement bien prismées, surmontées par 50 m de hyaloclastites remaniées ("tufs" du Vauclin typique) en provenance possible du volcan sous-jacent à la montagne du Vauclin.

Enfin, au Sud-Est, un vaste dôme-coulée de basalte à olivine et clinopyroxène se met en place (Nord du quartier Fond-Zamy), provoquant dans l'encaissant tuffitique d'importantes cristallisations hydrothermales secondaires de zéolites (voir plus loin). Cet appareil est coiffé par les coulées et tuffites, liées à la phase d'activité de la montagne du Vauclin.

**Volcan sous-jacent à la montagne du Vauclin.** La présence d'un volcan à ce niveau n'est indiqué que par l'affleurement, au pied de la crête nord-ouest de la montagne du Vauclin, d'une épaisse formation de tufs hyaloclastiques primaires soudés impliquant un centre d'émission proche.

**Age.** Deux datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur des coulées de laves du massif du Vauclin (éch. 73 et 84). Seule celle du quartier Vieille-Terre, route D5 entre Saint-Esprit et le Vauclin, qui affiche  $12,65 \pm 0,30$  Ma, présente des garanties de fiabilité suffisantes pour être retenue. Elle suggère, alliée aux données micropaléontologiques, que le massif du Vauclin a pu poursuivre son édification pendant une grande partie – sinon la totalité – du Serravalien inférieur. On discutera de cette question, une fois présentés les autres édifices volcaniques relatifs à cette phase volcanique majeure.

## Édifice du morne Pitault

Le morne Pitault, relief de 345 m d'altitude, qui domine la route N1 joignant Fort-de-France au François, donne son nom à un édifice volcanique bien individualisé. Sur le plan morphologique il se présente comme une vaste coupole, de surface irrégulière, limitée à l'Ouest par la Petite Rivière (affluent de la rivière Lézarde), au Nord par le Robert, à l'Est par le morne Courbaril (Nord du François) et au Sud par le morne Pitault s.s. Il s'agit d'un ensemble hyaloclastique entièrement palagonitisé et zéolitisé, recoupé par un système complexe d'intrusions variées en nature (dykes, lames, pipes) et direction, qui ont émis localement quelques coulées de lave massive.

Hm2b. **Hyaloclastites.** Les hyaloclastites présentent le faciès "brèche verte" déjà signalé à la Caravelle et alentour de l'appareil fissural Bois-Soldat – Acajou. Elles dominent largement en volume les autres formations. C'est une roche dure, constituée de lapilli massifs verdâtres à rougeâtres, englobant des éléments lithiques étrangers arrachés au substratum, parfois du type cumulat magmatique.

L'ensemble est emballé dans une matrice argilisée et zéolitisée à l'origine vitreuse. A proximité des intrusions importantes elles sont parfois débitées en boules, caractéristique qui accentue leur ressemblance avec des laves massives. Elles constituent enfin, pour partie, un certain nombre des cheminées volcaniques cylindriques (pipes) qui recourent l'édifice, notamment celles au Nord des quartiers La Monnerot (côté est) et Sarraut (côté ouest).

$\rho$ am2b ; am2b. **Coulées de lave massive.** Les coulées de lave, toujours de faciès massif, sont peu développées au sein de l'édifice du morne Pitault. On en connaît des exemples, au pied du morne Pitault lui-même, au toit de l'édifice au niveau du morne Pavillon, et dans une ravine en contrebas du quartier Four-à-Chaux (secteur Nord-Est).

**Dykes et pipes.** Les brèches vertes sont recoupées par un nombre important de dykes d'andésite basique peu porphyrique à clinopyroxène et olivine, et d'andésite porphyrique à deux pyroxènes. Leur épaisseur varie de moins d'un mètre à une vingtaine de mètres. Ils sont d'orientations diverses avec une tendance à reproduire les directions fissurales des ensembles volcaniques adjacents NW-SE (massif du Vauclin), Nord-Sud (secteur de la Trinité) et N80° (région de Ducos et de la Caravelle). Certains des petits reliefs aigus au toit de l'édifice sont des cheminées volcaniques cylindriques du type pipe,

constituées de brèche hyaloclastique soudée passant à des laves massives, celles-ci étant dominantes. Le plus caractéristique des onze pipes reconnus est le morne Balata au coeur de l'édifice.

**Contrôle structural.** Le morne Pitault est situé au point de rencontre des grands accidents fissuraux NW-SE et N-S qui contrôlent la mise en place respective du massif du Vauclin côté sud et des appareils du secteur de la Trinité, côtés nord et ouest. Cette position structurale privilégiée, dont nous avons déjà souligné l'incidence sur la mise en place des dykes, a favorisé l'insertion à l'aplomb de l'édifice d'un stock magmatique de très grande ampleur que montrent bien les cartes gravimétriques et aéromagnétiques réalisées sur l'ensemble de l'île (cf. cartouche structural sur la carte ; Feuillard *et al.*, 1980 ; Gérard *et al.*, 1981). Un profil de sismique réfraction réalisé par l'IPG le long de la côte atlantique de la Martinique situe le toit de cette intrusion entre 2 et 3 km de profondeur (Dorel, 1978). Cette proximité de la surface se manifeste par l'importance des altérations hydrothermales affectant l'ensemble de l'édifice du morne Pitault. Les minéraux néoformés se répartissent le long de fractures sensiblement Nord-Sud (quartz précoce de haute température : Zorpi, à paraître) et au sein d'auréoles concentriques ou allongées, emboîtées les unes dans les autres (zéolites, silices, smectites) (Pelletier, 1974 ; Westercamp, 1981 ; et voir plus loin). Certaines de ces auréoles apparaissent allongées selon la direction NE-SW ce qui suggère un contrôle structural profond selon cette direction.

En conclusion, l'édifice du morne Pitault se serait installé à la croisée d'un système volcanique contrôlé par une fissuration NW-SE (le massif du Vauclin, côté sud) et d'un système contrôlé par une fissuration N-S (les appareils de la Trinité, côté nord).

### Centres éruptifs de la Trinité

Plusieurs petits appareils, dispersés entre le morne Pitault et Sainte-Marie, sont décrits ici, en allant du Nord vers le Sud.

- Entre la Trinité et Sainte-Marie, un ensemble de coulées de lave massives à autobréchifiées et de hyaloclastites passablement zéolitisées, affleure au niveau de l'*anse Azérot*. La cheminée volcanique dont elles sont issues, se confond avec la petite butte du quartier Azérot autrefois exploitée en carrière, et se présente comme une succession de dykes accolés selon la direction N-S. Les hyaloclastites sont riches en fragments d'andésite basique porphyrique arrachés au substratum ( $\rho\beta m2a$ ). De beaux faciès primaires à bombes scoriacées

figées, le tout altéré, affleurent en bordure de route un peu au Nord de la Petite Rivière Salée. Les coulées qui constituent la côte en bas de l'anse Azérot montrent des faciès d'autobréchification particulièrement net.

Sur le plan pétrographique le faciès dominant est une andésite basique porphyrique à clinopyroxène, fantôme d'olivine et rare orthopyroxène ( $\rho\alpha m2b$ ).

● Les reliefs alentour de l'anse à Dièque, au Nord de la Trinité, sont constitués de hyaloclastites primaires indurées et de coulées de lave débitées en coussins et fragments de coussins, intrudées de dykes N-S d'épaisseur métrique. La lave est une andésite basique noire très vitreuse à fantômes d'olivine et clinopyroxène, de texture subaphyrique.

● Le pied de la presqu'île de la Caravelle montre des intrusions de lave massive d'épaisseur et de direction variable (notamment Nord-Sud) à travers un ensemble massif altéré rapporté au complexe de base oligocène. Le principal centre émetteur est exploité en carrière à l'entrée de la *pointe Marcussy*. De nombreux dykes métriques y recourent une coulée massive, prismée, qui s'avance en mer (pointe Marcussy) jusqu'à l'îlet du Galion. Des coulées de basalte relativement aphyrique affleurent vers le NNE jusqu'à la butte calcaire du morne Castagne. Au Sud de l'anse Bétune elles recouvrent le complexe de base par l'intermédiaire d'un mince dépôt primaire de hyaloclastites.

● *Le quartier Petit-Brésil*, au Sud-Est de la Trinité, est édifié sur des hyaloclastites soudées passant progressivement à des intrusions massives de direction N-S. Il s'agit d'un petit centre émetteur auquel on peut lier les affleurements épais de tuffites et d'andésite basaltique massive aphyrique que l'on rencontre au Nord du quartier Morne-Bel jusqu'à la croisée Palmiste au Sud-Ouest et la sucrerie du Galion au Sud-Est.

● A l'Ouest du Robert, au *quartier La Tracée*, une ancienne carrière est ouverte dans un faciès soudé et zéolitisé de hyaloclastites. Il s'agit d'un petit pipe auquel on rattache les faciès massifs aphyriques des environs. Il est lié à une fissuration selon la direction Nord-Sud du substratum basique  $\rho\beta m2a$ , soulignée par plusieurs dykes métriques proches (bord de la route D3).

● Entre le Robert et la Trinité, des coulées de lave massive et tuffites associées reposent sur les épanchements basiques  $\rho_{8m2a}$  qui constituent le "dôme" morphologique du Vert-Pré. La cheminée volcanique à l'origine de ces produits a été repérée au niveau de la carrière sporadiquement exploitée de l'habitation *la Digue* qui est ouverte dans un ensemble de dykes accolés de direction Nord-Sud. La lave qui les constitue est une andésite légèrement scoriacée à clinopyroxène, montrant un état avancée d'argilisation, silicification et calcification. A l'oeil, cette lave ressemble beaucoup à celle de la pointe Marcussy (Caravelle) liée à un centre éruptif contemporain. D'importantes coulées de lave massive sont issues de cet appareil, variant sur le plan pétrographique de basaltes peu porphyriques à clinopyroxène et olivine, à des andésites porphyriques à deux pyroxènes ( $\rho_{am2b}$ ). Ces dernières, d'épaisseur pluridécamétrique, s'étalent à l'Est jusqu'à Bois-Pothau et la pointe Jean-Claude.

### Témoins du Lamentin et de Fort-de-France

Au Nord du Lamentin, plusieurs carrières exploitent à flanc du morne Doré, un ensemble de coulées de lave massives à bordure auto-bréchifiée et débitée en coussins. La lave est une andésite basique porphyrique à clinopyroxène et olivine ( $\rho_{am2b}$ ). Sur le plan morphologique ces coulées constituent un relief allongé selon la direction N-S qui pourrait suggérer un contrôle tectonique de même orientation. Toutefois, on préfère supposer qu'elles proviennent du pipe associant dykes et hyaloclastites, exploité en carrière un peu plus au Nord-Ouest en bordure de la ravine Longvilliers.

Enfin, au niveau de Fort-de-France, au quartier TSF, se trouve une coulée d'andésite à clinopyroxène débitée en petits prismes polygonaux, ou en coussins de taille plurimétrique à peine ébauchés. Elle est attribuée sur critère radiochronologique à l'activité de la chaîne volcanique Vauclin - Pitault, et en constitue le témoin le plus occidental.

Il en est de même du morne Cabrit, îlot d'andésite saine à deux pyroxènes, situé entre la baie de Fort-de-France et la mangrove du Lamentin (voir plus loin).

### Age de la chaîne volcanique du Vauclin - Pitault (s.s.)

Les datations réalisées par la méthode du potassium-argon sur les laves du morne Pitault et des appareils périphériques à la Trinité, au Lamentin et à Fort-de-France, donnent des résultats assez peu dispersés (mis à part deux valeurs), contrairement à ce que

l'hydrothermalisation généralisée qui touche ces formations, pouvait laisser craindre. Les résultats suivants ont été obtenus :

- 13,69 + 0,20 Ma pour la coulée sous-marine du quartier TSF de Fort-de-France (échantillon 75) ;
- 13,44 ± 0,40 Ma pour le morne Cabrit, à l'Ouest du Lamentin (échantillon 74) ;
- 12,38 ± 0,50 Ma pour une coulée du morne Doré, Nord du Lamentin (échantillon 71) ;
- 11,62 ± 0,20 Ma pour un dyke de l'anse à Dièque au Nord de la Trinité (échantillon 70) ;
- 9,88 ± 1,40 Ma pour un dyke du quartier la Salette, au Nord de Ducos (échantillon 61) ;
- 8,02 ± 0,50 Ma pour une intrusion basaltique de l'édifice du morne Pitault lui-même, au quartier Rivière-Cacao (échantillon 50) ;
- 2,36 ± 0,17 Ma pour une coulée zéolitisée, au NE du Robert (échantillon 21).

Si l'on écarte les deux derniers résultats, nettement trop jeunes, et en l'absence de contrôle biostratigraphique (aucune formation sédimentaire n'est connue en association avec les laves de cet ensemble), ces données suggèrent une activité relativement continue de 14 à 10 Ma. En fait, l'âge retenu pour la mise en place des laves de la phase volcanique suivante (entre 10,5 et 10 Ma) et le temps nécessaire au dépôt des calcaires *m2c* qui leurs sont sous-jacents (*cf. ci-après* et chapitre "Biostratigraphie"), conduit à restreindre la fourchette vers le haut à environ 11,5 Ma. Soulignons tout de suite que l'activité du massif du Vauclin *s.s.* déjà décrit, s'inscrit parfaitement dans cet intervalle de temps 14-11,5 Ma que nous retenons pour situer l'ensemble de cette phase volcanique majeure, sans chercher pour le moment, à faire des subdivisions chronologiques plus précises entre les différents édifices.

### Troisième phase de sédimentation calcaire du Miocène moyen (Serravalien supérieur)

On regroupe ici du fait de leur caractère disséminé et d'une même identité biostratigraphique, les formations calcaires qui précèdent (calcaires et tuffites de Rivière-Pilote), sont contemporaines (tuffites volcanoclastiques de l'anse Dufour, Sainte-Marie) et succèdent (calcaires et tuffites de la montagne du Vauclin) à la phase volcanique effusive de Rivière-Pilote, (*cf. ci-après*). On peut donc déjà être assuré de la brièveté de cette dernière.

**m2cP. Calcaires et tuffites calcaires de Rivière-Pilote.** Au pied de la falaise dominant Rivière-Pilote et englobés dans la brèche pyroclastique qui la constitue (lieu-dit Rocher-Zombi) on observe respectivement, des calcaires algaires et des tuffites calcaires déformées à l'état mou. Par rapport aux calcaires du Marin s.s. (m2b) situés plus à l'Est et qui pendent vers le Nord-Ouest, ils sont en position plus récente conformément à leur situation géographique.

Ces calcaires tuffitiques ont livré "*Operculinoides*" *cojimarensis* et de rares planctoniques : *Orbulina universa*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *Globoquadrina altispira*, *Globigerinoides ruber*. D'autres affleurements sont connus à l'Ouest de Rivière-Pilote (quartier Saingault) et au Nord (quartier Josseaud). A cette dernière localité, les tuffites visibles au bord de la route ont fourni une assez riche microfaune planctonique du Miocène moyen élevé (Serravalien) : *Globorotalia mayeri*, *Globigerina* gr. *druryi-nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *Globoquadrina dehiscens*, orbulines.

**m2cD. Tuffites hyaloclastiques de l'anse Dufour.** Sur les coulées de lave sous-marines du petit volcan de l'anse Azerot, se déposent des tuffites calcaires qui s'exprimeront plus tard (Miocène supérieur) de façon spectaculaire au niveau de Sainte-Marie situé juste plus au Nord (cf. coupe schématique de la fig. 6b).

Tous les niveaux tuffitiques prélevés le long de la côte méridionale de l'anse ont livré des microfaunes planctoniques permettant de les attribuer au Miocène moyen terminal (Serravalien supérieur) : *Globorotalia menardii*, *G. mayeri*, *Globigerina nepenthes*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *S. multiloba*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides obliquus*, orbulines.

Ces tuffites sont recoupées de dykes de lave massive et de cheminées fissurales bréchiques qui sont probablement à l'origine des niveaux de hyaloclastites homogènes qui s'y intercalent. Ces formations volcaniques sont attribuées à la 2ème phase effusive généralisée. Elles pourraient aussi marquer les prémices de l'activité volcanique dans la zone centrale de l'île et le tout début de l'édification du volcan-bouclier du morne Jacob.

**m2cV. Calcaires de la montagne du Vauclin.** Certaines des formations laviques appartenant à la phase effusive de Rivière-Pilote (voir ci-après) sont, dans le massif du Vauclin, recouvertes par des calcaires peu épais, le plus souvent volcanoclastiques. L'érosion et la phase

intrusive postérieure ont disséqué ce qui devait être un complexe récifal pour le moins continu du morne Acajou (Nord-Ouest de la montagne du Vauclin) au Vauclin. De ce complexe, une dizaine de témoins ont été retrouvés :

- au Nord du morne Acajou (altitude 250 m) ;
- au quartier La Boissière (secteur SSW de la montagne du Vauclin ; altitude 350 m) ;
- aux quartiers La Montagne et Boué (respectivement secteurs est et NNW de la montagne du Vauclin ; altitude 240-260 m) ;
- au quartier Fond-Humbert (entre la montagne du Vauclin et le Vauclin : altitude 80 m) ;
- au pied oriental du morne Felix (NW du Vauclin ; altitude 30 m) ;
- à la pointe du Vauclin, en bordure de mer ;
- à la pointe Faula (Sud du Vauclin ; altitude à 20 m) .

Cette disposition des affleurements indique que le complexe récifal, à l'origine plus ou moins horizontal puisque des calcaires récifaux francs existent à ses deux extrémités reconnues (morne Acajou et pointe Faula), a été ultérieurement basculée vers le Nord-Ouest. Le pendage propre de certains affleurements (morne Felix, pointe du Vauclin) est conforme à ce schéma. Si la plupart des niveaux calcaires n'ont fourni que des microfaunes assez banales à "*Operculinoides*" *cojimarensis*, amphistéginés et orbulines, les tuffites (quartier La Boissière, pointes du Vauclin et Faula) se sont avérées plus intéressantes, leurs microfaunes planctoniques, très comparables à celles de l'anse Dufour, témoignant d'un âge Miocène moyen terminal (Serravalien supérieur).

### Phase effusive de Rivière-Pilote

L'activité volcanique reprend à l'extrémité méridionale de la chaîne volcanique, dans la région de Rivière-Pilote, où des coulées de basalte et d'andésite basique de faciès typiquement sous-marin (8m2c) sont émises. Cette reprise d'activité est accompagnée d'un soulèvement et d'une émergence locale des sommets volcaniques qui vont subir l'érosion marine ; des conglomérats vont en résulter (Cm2c).

Le volcanisme, qui s'étend ensuite à l'ensemble de la chaîne, s'exprime notamment sur sa retombée occidentale toujours sous le contrôle d'une tectonique NW-SE très marquée. Certaines des coulées vont s'épancher loin vers l'Ouest jusqu'à l'extrémité de l'actuelle

presqu'île des Trois-Ilets, dont elles constituent le soubassement visible.

Sur le plan pétrographique on note une évolution dans le temps depuis des basaltes et andésites basiques d'abord aphyriques puis porphyriques à clinopyroxène et olivine ( $\rho\beta m2c$ ) jusqu'à des andésites porphyriques à orthopyroxène et clinopyroxène ( $\rho am2c$  et  $Bm2c$ ) plus ou moins acides, qui représentent le terme largement dominant.

Finalement l'activité se concentre au niveau du volcan de Sainte-Luce et devient explosive avec l'émission de brèches pyroclastiques ( $\rho Bm2c$ ).

$\beta m2c$  et  $am2c$ . **Coulées de basalte et d'andésite basique à olivine et clinopyroxène.** La moitié septentrionale et la base de la moitié méridionale de la crête qui sépare le Marin de Rivière-Pilote sont constituées de coulées d'une lave noirâtre à brunâtre, fine, à la cassure conchoïdale. Les parties massives sont peu épaisses et dans l'ensemble elles sont constituées de fragments centimétriques et décimétriques emballés dans une matrice argilisée verdâtre. Elles présentent le faciès typique des coulées sous-marines moyennement visqueuses, débitées en coussins grossiers le plus souvent émiettés.

Le long du chemin menant de l'habitation Grand-Fond (du Marin) au quartier morne Sulpice on peut observer à loisir tous les passages entre ces différents faciès d'écoulement sous-marin. La répartition des affleurements désigne le morne Sulpice comme centre d'émission.

Des faciès comparables consistent plusieurs des reliefs très marqués qui dominent Rivière-Pilote côté nord (quartiers Majoule, Saingaule, Coulange). Le centre d'émission pourrait être situé à l'aplomb du morne Vent. L'auréole de zéolitisation qui entoure cette zone conforte ce point de vue.

Au quartier Saingaule les coulées de lave recouvrent directement des calcaires et tuffites calcaires ( $m2c$ ) attribués au Serravalien supérieur.

$Cm2c$ . **Conglomérats de Rivière-Pilote.** Ils affleurent très bien le long des routes, dans tout le secteur méridional de Rivière-Pilote. Ce sont des conglomérats souvent lités, à passées conglomératiques franches où les galets sont jointifs passant à des couches plus sableuses à galets dispersés. Ces derniers sont bien arrondis, généralement aplatis. Bien qu'aucune microfaune n'ait été trouvée dans les passées fines, il

s'agit d'une formation marine telle qu'il s'en forme actuellement aux pieds des falaises battues par les vagues. La répartition des affleurements tout au long du flanc sud-ouest de la chaîne volcanique est en accord avec une origine par abattage de falaise marquant une ancienne ligne de rivage. Les éléments du conglomérat sont essentiellement empruntés aux coulées sous-marines limitrophes  $\beta m_{2c}$ .

On rattache à cette formation les conglomérats peu épais qui coiffent l'édifice du morne Pitault et des affleurements dispersés dans le secteur de Saint-Esprit.

$\rho\beta m_{2c}$ . **Coulées de basalte et andésite basique porphyriques à clinopyroxène et olivine.** L'apparition des faciès pétrographiques porphyriques à très porphyriques va de pair avec une reprise généralisée du volcanisme dans l'ensemble de la chaîne. Les faciès de mise en place typiquement sous-marine vont rapidement disparaître. Citons :

– les coulées basiques qui affleurent *de part et d'autre du Pays-Noyé* (Ducos). Elles témoigneraient du début de l'activité des cheminées volcaniques de *Croix-Rivail* et du morne Vert, en contrebas du morne Pitault ;

– *près du Saint-Esprit*, plusieurs buttes témoins constituées de coulées coiffant les tuffites anciennes, et exploitées en carrière. Elles sont localement recoupées de dykes de lave aphyrique attribués au volcanisme de la montagne du Vauclin ;

– les dykes, pipes et hyaloclastites associées qui recourent et s'intercalent dans les tuffites fossilifères de *l'anse Dufour* (cf. fig. 2) (ces formations, trop limitées, ne sont pas représentées sur la carte).

$\rho\alpha m_{2c}$ . **Coulées d'andésite porphyrique à deux pyroxènes.**

● **Bordure sud-occidentale du massif du Morne-Pitault.** Plusieurs cheminées de lave massive, parfois profondément autoclastifiée en bordure (indice d'intrusion dans un milieu saturé en eau), s'alignent sur des accidents de direction NW-SE au pied du massif du Morne-Pitault. Elles constituent des buttes trapues qui ressortent bien dans le paysage notamment celle de *Croix-Rivail*, dans le prolongement de la piste de l'aéroport du Lamentin, et activement exploitée en carrière. Plus au Sud, le morne Vert est un centre massif important. Les coulées qui coiffent l'ensemble des crêtes peu marquées en bordure de la plaine du Lamentin au Nord de Ducos (Caféière ; quartier du Bac et Vert-Pré) seraient issues de ces deux centres.

● **Région Ducos – Saint-Esprit.** Les reliefs entre Ducos et Saint-Esprit sont constitués de coulées de lave massives profondément altérées, où la lave saine ne subsiste que sous forme de boules éparses, généralement déchaussées de leur encaissant. Un niveau discontinu de conglomérat sépare les faciès de base qui nous intéressent ici, de coulées plus récentes attribuées au volcanisme de Desmarinières (p<sub>am2f</sub> : voir plus loin). Un deuxième critère de distinction entre ces faciès de coulées, identiques d'aspect et sur le plan pétrographique, est la présence au sein de l'ensemble de base de dykes attribués au volcanisme de la montagne du Vauclin (quartier Morne-Vent, Nord de Saint-Esprit). Dans la région de Desmarinières, ces coulées affleurent dans le fond des ravines sous l'épaisse chappe de conglomérats (Cm<sub>2d</sub>), et de coulées de lave (p<sub>am2f</sub>) plus récents.

● **Volcan de Sainte-Luce (1ère phase).** Les ravines qui descendent du morne d'Orient (Nord-Ouest de Sainte-Luce) mettent à l'affleurement sous les brèches plus récentes (Bm<sub>2c</sub> et Bm<sub>2e</sub>) des laves massives sombres, fréquemment prismées. Elles sont supposées appartenir à un vaste dôme ou dôme-coulée de taille kilométrique à l'aplomb du secteur compris entre les quartiers Bellevue et Corps-de-Garde. Côté nord un appareil comparable mais plus petit est recoupé par la rivière qui longe l'habitation Petit-Fond. Il se met en place en association avec les brèches pyroclastiques monogéniques Bm<sub>2c</sub> qui vont être décrites plus loin. L'ensemble est nettement contrôlé par une tectonique de direction NW-SE.

● **Secteur de Rivière-Pilote.** Au morne Sulpice (Nord du Marin), autour d'une fissure d'alimentation volcanique bien visible sur le terrain en raison de la brèche pyroclastique qui la souligne (Bm<sub>2c</sub>, voir plus loin), subsistent plusieurs buttes-témoins de coulées d'andésite porphyrique. Certaines sont venues s'épancher sur le môle ancien de la presqu'île de Sainte-Anne (quartier Morne-Courbaril) et sur les calcaires du Marin (quartier La Fouquette).

A partir du Rocher-Zombi (quartier Mare-Capron) d'importantes coulées de lave s'écoulent vers le Sud-Ouest et arment en très grande partie le relief qui sépare la baie du Marin de la basse vallée de Rivière-Pilote. Les faciès massifs, dominants, sont bordés côté oriental par des faciès d'écoulement bréchiqes affleurant en falaises spectaculaires de part et d'autre de la petite ravine ouest de l'ancienne rhumerie-sucrerie du Marin et le long de la baie à hauteur du quartier La Duprey.

● **Substratum de la presqu'île des Trois-Ilets.** Le substratum de la presqu'île des Trois-Ilets est constitué de coulées de lave massive à semelle plus ou moins autobréchique présentant des degrés d'altération variables. Elles affleurent de façon quasi continue depuis Rivière-Salée jusqu'à la pointe du Bout, entre les mangroves côtières et la rupture de pente au pied de la crête centrale.

Au Sud-Ouest, les coulées affleurent de façon discontinue sous les produits volcaniques plio-pléistocènes et présentent un degré d'altération d'origine hydrothermale élevé. Au Sud et à l'Est, elles dessinent le relief côtier entre les pointes du Marigot et Pimentée jusqu'au quartier des Coteaux.

● **Coeur du massif du Vauclin.** Entre Saint-Esprit, Rivière-Pilote et la montagne du Vauclin, affleurent des coulées massives d'andésite porphyrique en position stratigraphique conforme avec leur appartenance à la phase effusive généralisée. Elles constituent notamment le morne Firmin (au Sud-Ouest de la montagne du Vauclin) et, plus au Sud, la crête méridionale du morne Vent et le sommet du morne Camp.

$\rho$ Bm2c. **Brèches pyroclastiques.** Mis à part les coulées à blocs associées aux faciès massif de Rocher-Zombi (Rivière-Pilote), citées précédemment, des brèches pyroclastiques montrent un développement important et des faciès bien particuliers au niveau de Rivière-Pilote, du volcan de Sainte-Luce, et du morne Sulpice déjà mentionné.

● *Le relief qui domine le bourg de Rivière-Pilote, côté septentrional, est constitué d'un épais dépôt de brèche d'explosion, à éléments d'andésite porphyrique juvéniles et nombreux éléments de lave aphyrique arrachés au substratum ( $\alpha$ m2c).* Cette brèche qui se présente en surface structurale, pend d'environ 10° vers le SSE. Les falaises qui bordent le bourg, côté est, montrent des faciès de brèche grossière, à éléments anguleux et non classés de lave de taille variée, souvent soudés entre eux et éclatés. De grands panneaux longiformes de tuffites calcaires (m2c) y ont été englobés à l'état mou, et tranchent par leur couleur plus claire. On est probablement là au coeur ou tout en bordure d'une cheminée d'alimentation volcanique de nature bréchiqze.

● *La base septentrionale et orientale du volcan de Sainte-Luce est constituée par une brèche chaotique à éléments anguleux de toutes tailles d'andésite sombre hyaloporphyrrique à orthopyroxène dominant, comparable à celle des faciès massifs associés  $\rho\alpha$ m2c.*

L'absence de matrice cendreuse, l'abondance des blocs affectés d'une prismation radiale périphérique (indice d'un refroidissement brusque), et la présence de lambeaux de lave fluide en tous sens, conduisent à interpréter ces brèches comme des talus d'effondrement et carapaces de dômes extrudés sous l'eau. Le long de la ravine qui descend du quartier Jacques vers Sainte-Luce, ces brèches alternent avec des projections plus fines ; ce sont probablement des avalanches incandescentes de dôme accumulées plus en aval que précédemment. L'ensemble pend de 20° vers le Sud.

La cheminée volcanique du morne Sulpice montre une brèche d'explosion chaotique à blocs polygéniques centimétriques à pluridécimétriques. Le faciès dominant est une scorie andésitique à mégacristaux de plagioclase emballés dans une mésostase de plagioclase, clinopyroxène, minéraux ferro-titanés et verre assez sain. Certaines de ces scories sont écrasées, mimant des fiammes.

Les autres constituant de la brèche sont des andésites aphyriques plus ou moins oxydées, et des andésites porphyriques totalement altérées en une argile blanche, qui proviennent du soubassement.

**Bm2c. Nuées ardentes à éléments d'andésite claire à orthopyroxène, volcan de Sainte-Luce (2ème phase).** Entre les pointes Pimantée et Philippeaux (Ouest de Sainte-Luce)\*affleurent de façon critique des brèches à éléments anguleux, non classés, de taille variée, d'andésite porphyrique de teinte claire, à pendage général vers le Sud (10 à 20°). Ces brèches ont un aspect de dépôt de nuées ardentes péleennes type 1903-1929 (cf. montagne Pelée), plus ou moins remaniées sous forme de lahar.

Le constituant dominant est une andésite porphyrique caractérisée par la présence de grands cristaux de plagioclase et d'orthopyroxène à clivages fréquemment soulignés de clinopyroxène, et rares phénocristaux de clinopyroxène poecilitique (minéraux opaques et plagioclase). Ces minéraux sont englobés dans une mésotase de même nature où l'on trouve également la hornblende (très oxydée) et exceptionnellement le quartz.

Ces nuées ont probablement été émises à partir d'un dôme central émergé, localisé au niveau du morne d'Orient, et au toit des faciès sous-aquatiques (Bm2c) déjà décrits.

**Cm2d. Conglomérats supérieurs.** Dès l'achèvement de la phase effusive généralisée au sein du volcanisme de la chaîne Vauclin – Pitault, l'érosion reprend partout ses droits, et des conglomérats polygéniques à grosses boules se déposent. Leur formation va être assez vite interrompue dans le massif du Vauclin par l'occurrence de la phase de la montagne du Vauclin ( $\alpha m2f$ ) alors qu'elle pourra se poursuivre sur le flanc sud-occidental de la chaîne jusqu'au début de l'activité fissurale du morne Pavillon.

Les conglomérats peu épais qui affleurent autour de la montagne du Vauclin et de la crête du quartier Régale de Saint-Esprit sont antérieurs à la phase de sédimentation marine  $m2c$  qui va intéresser en partie le même secteur, puisqu'ils ne contiennent pas de galets calcaires. Les galets sont en majorité des andésites aphyriques du substratum sous-marin  $\alpha m2b$ .

Des conglomérats polygéniques non classés, à gros galets reposent sur les coulées de lave  $\rho \alpha m2c$  entre Ducos et Sainte-Luce. Ils sont particulièrement développés au Nord de cette dernière localité au niveau du morne Caraïbe.

Au Sud des quartiers Montravail et Bellay ils reposent directement sur les conglomérats lités à galets elliptiques  $Cm2c$  dont ils se distinguent bien par l'absence de telles caractéristiques ; leur épaisseur y avoisine la centaine de mètres.

Entre le quartier Desmarinières et Ducos, plus au Nord, ils sont nettement moins épais et affleurent de façon plus discontinue.

Côté sud-ouest ils vont disparaître sous les tufs polygéniques à bois silicifiés ( $Cm2e$ ) qui marquent le début de l'activité fissurale du morne Pavillon (*s.l.*) dans la région de Rivière-Salée, à la faveur des grands accidents tectoniques de direction NW-SE qui contrôlent la mise en place de ce volcanisme.

## Age

Neuf datations par la méthode du potassium-argon concernent des laves massives de la phase effusive généralisée de Rivière-Pilote. Il s'agit :

- d'un bloc des brèches du Rocher-Zombi ; âge =  $27,12 \pm 2,00$  Ma (échantillon 87) ;
- d'une coulée au quartier Coulanges, Nord de Sainte-Luce ; âge =  $14,9 \pm 0,40$  Ma (éch. 78) ;
- du neck de Croix-Rivail ; âge =  $11,35 \pm 1,00$  Ma (éch. 69) ;

- d'une coulée du quartier Wallon au Nord-Ouest de Trois-Ilets ; âge =  $10,60 \pm 0,50$  Ma (éch. 66) ;
- d'une coulée du quartier Médecin, entre le Diamant et Rivière-Salée ; âge =  $10,57 \pm 1,0$  Ma (éch. 65) ;
- du dôme ou dôme-coulée du quartier Corps-de-Garde, volcan de Sainte-Luce, dont seul le plagioclase a été daté ; âge =  $10,54 \pm 0,5$  Ma (éch. 64) ;
- d'une coulée sous-marine à Mare-Capron, entre Rivière-Pilote et le Marin ; âge =  $9,86 \pm 0,50$  Ma (éch. 60) ;
- d'une coulée affleurant en fond de ravine au niveau du quartier Desmarinières au Sud-Est de Rivière-Salée ; âge =  $9,76 \pm 0,4$  Ma (éch. 59) ;
- de la coulée exploitée à la carrière Fénélon, Pays-Noyé de Ducos ; âge =  $8,82 \pm 0,70$  Ma (éch. 53).

Mis à part les deux premiers résultats, totalement incompatibles avec l'âge des calcaires de Rivière-Pilote sous-jacents et parfois en contact direct (Rocher-Zombi), les résultats apparaissent relativement bien groupés. Ceci est conforme au fait que l'épisode volcanique, encadré par les calcaires m2c du Serravalien supérieur, s'est entièrement déroulé au cours des deux dernières zones (foraminifères planctoniques) du Miocène moyen soit, d'après Berggren *et al.* (1985), entre 11,3 et 10,2 Ma.

Six des neuf datations conduisent à situer la mise en place de toutes les formations entre 10,5 et 10,0 Ma. Les trois résultats remarquablement groupés autour de la première valeur permettraient même de se restreindre à la partie basse de cet intervalle.

### Épisode final de la montagne du Vauclin

L'activité finale de la chaîne Vauclin – Pitault intéresse à nouveau le coeur du massif du Vauclin. Elle est contrôlée par deux systèmes fissuraux majeurs de direction NW-SE.

Le système septentrional encadre la future montagne du Vauclin, du morne Acajou au quartier Fond-Zamy. A partir de là, des coulées de basalte, d'abord aphyrique ( $\beta m2d$ ) puis porphyrique ( $\rho\beta m2d$ ) de faciès sous-marins typiques s'écoulent vers l'Est sur une chape de hyaloclastites (Hm2d). Elles recouvrent les alentours du Vauclin. Un réseau serré de dykes orientés NW-SE souligne le contrôle tectonique et alimente le volcanisme de surface, qui s'achève avec l'édification de la montagne du Vauclin elle-même.

Le système méridional encadre les quartiers Régale du Saint-Esprit et Régale de Rivière-Pilote. Les dykes sont nettement moins abondants et la tectonique essentiellement soulignée par une altération hydrothermale bien développée. Les laves émises sont en majorité des andésites aphyriques ( $\alpha m2d$ ).

**Hm2d. Hyaloclastites.** Les hyaloclastites de la montagne du Vauclin à part le fait qu'elles apparaissent peu remaniées, ne se différencient pas du faciès des "tufs" du Vauclin plus anciens (Pelletier, 1974). Elles constituent un niveau peu épais sur les conglomérats et formations calcaires Cm2d et m2c (morne Acajou), directement en contact avec les coulées sus-jacentes (quartier La Montagne).

**$\beta m2d$ . Coulées de basalte aphyrique à clinopyroxène et olivine.** Des coulées de basalte recouvrent directement les hyaloclastites Hm2d et les formations calcaires m2c tout au long de la crête accidentée joignant la montagne du Vauclin à la pointe du Vauclin. Elles semblent donc bien représenter la première phase effusive de l'activité volcanique du système. Elles montrent le débit en petits prismes polygonaux et fragments de coussins typique d'une mise en place sous-aquatique.

**$\rho\beta m2d$ . Coulées de basalte porphyrique à clinopyroxène et olivine.** Par rapport aux basaltes aphyriques qu'elles recouvrent, ces laves sont caractérisées par l'abondance des phénocristaux de plagioclase, bien visibles à l'oeil nu.

Elles coiffent le quartier Placide (Est de la montagne du Vauclin), le morne Félix, l'île Petite-Grenade et la zone centrale de la pointe du Vauclin. Au Nord de la pointe Faula (Sud du Vauclin) elles sont constituées par un empilement de coussins métriques particulièrement bien formés.

**$\alpha m2d$ . Coulées d'andésite aphyrique.** Le sommet de la montagne de Vauclin est une butte témoin de coulée andésitique relativement aphyrique, qui représenterait le terme ultime de l'activité volcanique.

Les coulées d'andésites aphyriques, qui constituent le faciès volcanique dominant du système fissural méridional des quartiers Régale de Saint-Esprit et Régale de Rivière-Pilote, pourraient être contemporaines. A noter l'existence d'une petite cheminée bréchique dans la zone septentrionale du système, près de l'habitation Mathilde, dont les scories sont largement envahies de zéolites. Côté

sud, les coulées affleurent jusqu'au morne Camp au Nord de Rivière-Pilote.

**Dykes.** Les dykes qui accompagnent et alimentent les coulées de surface ont les mêmes caractéristiques que ceux mis en place antérieurement au sein du massif du Vauclin. Ils ne peuvent en être distingués que si leur encaissant est de nature plus récente et constitué de coulées appartenant à la 2ème phase effusive généralisée ou de hyaloclastites de la montagne du Vauclin ; c'est le cas des dykes qui affectent les coulées dans la région du Saint-Esprit et ceux qui recourent les tufs hyaloclastiques du morne Acajou.

**Remarques.** Sur le plan pétrographique, les andésites et basaltes aphyriques des coulées et des dykes sont à l'oeil nu et en lames minces tout à fait comparables aux faciès sous-marins mis en place antérieurement lors des premières et troisièmes phases d'activité de la chaîne Vauclin-Pitault. On renvoie aux paragraphes correspondant pour une description plus détaillée, et aux travaux d'Escalant (1984, 1988).

Sur le plan tectonique, la structure du système volcanique de la montagne du Vauclin a des caractéristiques de type rift qui sont nettes. De part et d'autre d'un jeu de fissures rectilignes de direction NW-SE, les formations géologiques sous-jacentes sont basculées vers l'extérieur. Au Nord de la montagne du Vauclin, elles penchent vers le Nord-Est, tandis qu'au Sud du morne Firmin, qui domine la route Saint-Esprit - Vauclin, elles penchent vers le Sud-Ouest. Cette tectonique propre à l'activité de la montagne du Vauclin se surimpose à un léger basculement général du massif vers le Nord-Est qui accentue en particulier le pendage des formations sédimentaires m2c dans cette direction.

### Age

Quatre datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur des coulées appartenant au système de la montagne du Vauclin. Il s'agit :

- du sommet de la montagne du Vauclin elle-même ; âge (recalculé par J.C. Baubron) =  $14,22 \pm 1,6$  Ma (éch. 76) ;
- des laves aphyriques couvrant les tuffites calcaires de la pointe du Vauclin ; âge =  $11,09 \pm 0,3$  Ma (éch. 68) ;

- de la coulée sommitale de Régale de Rivière-Pilote ; âge =  $9,48 \pm 0,3$  Ma (éch. 58) ;
- des coulées à coussins de la pointe Faula, Vauclin ; âge =  $10,3 \pm 0,4$  Ma (éch. 63).

Les contraintes imposées par l'appartenance biostratigraphique des calcaires sous-jacents (m2c), l'âge de la phase effusive généralisée de Rivière-Pilote, et le temps nécessaire au dépôt des conglomérats Cm2d conduit à proposer un âge proche de 9,8 Ma pour le déroulement de cet épisode volcanique.

## VOLCANISME FISSURAL DU SUD ET DU SUD-OUEST MARTINICAIS

Après la retour momentané de l'activité volcanique dans la zone axiale du massif du Vauclin, les centres d'émission percent à nouveau le flanc caraïbe de la chaîne Vauclin - Pitault, puis accentuent leur déplacement vers l'Ouest, de façon plus ou moins progressive.

L'activité volcanique s'aligne tout d'abord le long d'un *axe Ducos - Rivière-Pilote* où elle se manifesterait uniquement de manière effusive ( $p\alpha m2e$ ). Elle gagne ensuite un *axe Rivière-Salée - Sainte-Luce* où elle s'achèvera également de manière effusive ( $p\alpha m2e$ ) après deux phases explosives de caractère phréatomagmatique qui accompagnent la formation d'un mini-graben au Sud-Est de Rivière-Salée (Cm2e) et la réactivation de la chambre magmatique du volcan de Sainte-Luce (Bm2e). Enfin l'activité se concentre au niveau du *morne Pavillon*, dans la presqu'île des Trois-Ilets. Après une phase explosive, également de caractère phréatomagmatique (Bm2f), elle devient effusive ( $p\alpha m2f$ ). Une fois encore, la tectonique qui contrôle la volcanisme est clairement de direction générale NW-SE.

Sur le plan pétrographique, les laves sont d'une grande monotonie. Hormis les faciès de base du morne Pavillon qui sont des andésites basiques aphyriques à clinopyroxène ( $\alpha m2f$ ), il s'agit d'andésites sombres porphyriques à mésostase plus ou moins vitreuse englobant des phénocristaux de plagioclase, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, et de minéraux opaques. Sur le plan géochimique en revanche, les laves du morne Pavillon, avec notamment des rapports isotopiques  $^{87}/^{86}\text{Sr}$  très élevés, se révèlent être tout à fait exceptionnelles (cf. Davidson, 1983 et 1986).

### **Axe Ducos – Rivière-Pilote**

Le toit des reliefs situées entre Ducos et le quartier Coulange au Nord-Ouest de Rivière-Pilote, est occupé par des coulées de lave massive généralement très altérée. Côté Ducos, ces coulées, qui se confondent avec celles sous-jacentes ( $\rho\alpha m2e$ ) lorsque le niveau conglomératique repère Cm2d manque, s'étendraient jusqu'au Saint-Esprit. Au niveau du quartier Régale de Rivière-Pilote elles sont en contact anormal contre les coulées aphyriques de la chaîne du Vauclin-Pitault par l'intermédiaire d'un accident tectonique majeur de direction NW-SE.

Autour du quartier Desmarinières, elles présentent des structures de flux nettes qui révèlent par endroit des basculements importants vers le Sud et le Sud-Ouest. Les points d'émission des coulées au niveau de Ducos n'ont pas pu être localisés ; une réactivation des grandes fissures passant par le Saint-Esprit est possible.

En ce qui concerne les coulées de Desmarinières deux axes d'émission ont été repérés :

– le premier axe joint le morne Laurent et la butte cotée 188 à l'Est du quartier Desmarinières. Au niveau du morne Laurent, les pentes des structures de flux sont très variables en direction et inclinaison. Le deuxième relief se présente comme un neck de lave massive bien prismée, dont la mise en place a fait remonter un peu de socle sous-marin  $\alpha m2b$  ;

– le deuxième axe semble être une lame intrusive de 200 à 300 m de large, globalement orientée NW-SE qui ressort bien dans la topographie au niveau du morne Massonville (point coté 212 à l'Ouest du quartier Régale du Saint-Esprit) où une petite carrière était autrefois en exploitation. Vers le Nord une source ferrugineuse et des silicifications renforcent l'impression qu'on est bien là en présence d'un centre éruptif.

### **Axe Rivière-Salée – Sainte-Luce**

**Cm2e. Tufs hyaloclastiques et conglomératiques à bois silicifiés.** Entre Rivière-Salée et le quartier Trois-Rivières (Ouest de Sainte-Luce), au sein d'un secteur affecté et bien délimité par des failles de direction NW-SE, affleurent des tufs contenant des bois silicifiés.

Ils se présentent très généralement sous forme de lahars ou de conglomérats polygéniques. Les affleurements les plus typiques, à bois abondants, ont été rencontrés au quartier Belvédère, au Nord et

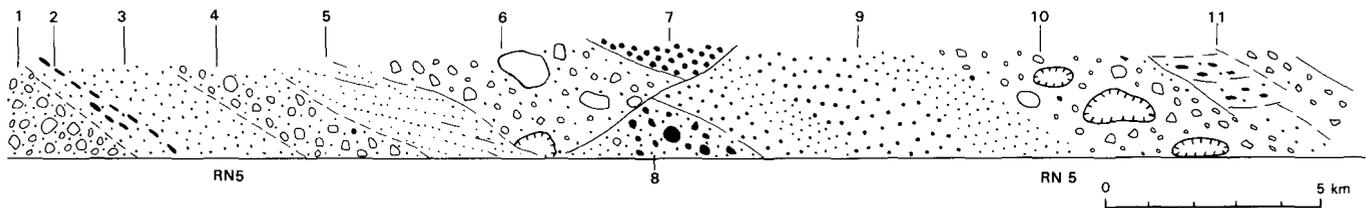
à l'Est de l'habitation Desportes au fond des ravines, et alentour du quartier Trois-Rivières. Grunevald y signalait déjà la présence de bois silicifiés sur sa carte géologique. Un affleurement de tuf hyaloclastique, qui représente un faciès non remanié de la formation, a été observé au fond de la ravine descendant du quartier Belvédère vers Rivière-Salée. Il permet d'interpréter ces tufs à bois silicifiés de la même façon que ceux, plus anciens, de Fond-Moustiques (*cf.* Bm1).

**Bm2e. Brèches pyroclastiques à éléments dominants d'andésite acide claire à hornblende.** Un ensemble de brèches volcaniques variées riches en blocs d'andésite claire à grands cristaux noirs d'amphibole affleure dans la région de Sainte-Luce entre la pointe Pimantée et l'embouchure de la rivière Pilote.

Autour de Sainte-Luce, ces brèches s'empilent en unités d'épaisseur plurimétrique à pendage moyen de 10-15° vers l'ESE. Hormis quelques intercalations de coulées de ponces et conglomérats de remaniement, elles montrent un faciès de brèche pyroclastique primaire à éléments massifs et hétérogènes : les blocs d'andésite à hornblende sont peu scoriacés, anguleux et les plus gros d'entre eux (métriques) sont fréquemment prismés de façon radiale et spectaculaire. La matrice cendro-caillouteuse de même nature est abondante. Les enclaves oxydées arrachées au substratum, sont omniprésentes ainsi que les blocs arrondis (galets), et les blocs anguleux d'andésite juvénile sombre hyaloporphyrrique de type  $p_{am}2e$ . La figure 8 détaille une coupe levée le long de la RN 5 au niveau de la ravine Saint-Pierre. On interprète ces formations pyroclastiques comme des nuées ardentes phréatomagmatiques émises au niveau du rivage selon un mécanisme de type maar.

Côté occidental, les affleurements sont discontinus et de granulométrie souvent plus fine. Ainsi, au Nord du quartier Trois-Rivières, un ensemble de hyaloclastites grossières riches en hornblende libre repose sur les tufs conglomératiques à bois silicifiés avec un pendage de 10° en direction du Sud-Ouest.

Sur le plan pétrographique, l'andésite claire contient également des phénocristaux de plagioclase (dominant), d'orthopyroxène poecilitique (plagioclase, minéraux opaques et apatite) à clivages soulignés de clinopyroxène, et plus rarement de quartz de faciès rhyolitique. La seule analyse chimique disponible situe cette lave dans le domaine des andésites acides.



- 1 - Brèche relativement monogénique à blocs d'andésite grise, porphyrique, anguleux à arrondis. Présence d'enclaves de lave oxydée et d'andésite sombre à enveloppe patinée blanche. Diamètre des blocs jusqu'à 50 cm. Epaisseur supérieure à 7 m
- 2 - Cordon de galets aplatis dans matrice cendro-sableuse grossière
- 3 - Cendre indurée admettant des niveaux oxydés, riche en minéraux libres, altérés (surtout des plagioclases). Les lapillis juvéniles d'andésite porphyrique sont peu nombreux. Présence de galets
- 4 - Brèche comparable à 1. Epaisseur environ 2 m. Ravine le niveau cendreux sous-jacent
- 5 - Cendre indurée assez comparable à 3, mais présentant une tendance au litage
- 6 - Brèche grossière, non classée, assez hétérogène, englobant des blocs d'andésite claire jusqu'à 2 m de diamètre, montrant une prismation périphérique. Cet écoulement pyroclastique ravine fortement le niveau 5
- 7 - Conglomérat franc. Epaisseur supérieure à 3 m
- 8 - Brèche hyaloclastique grossière à blocs anguleux d'andésite gris plus ou moins foncé et rubanée, porphyrique, d'un diamètre n'excédant pas 30 cm. Présence de galets et de blocs arrondis métriques
- 9 - Séquence pyroclastique litée montrant une alternance de niveaux de cendres (épaisseur jusqu'à 2 m) et de niveaux à lapillis massifs (diamètre jusqu'à 5 cm). Présence de galets. Passage progressif entre les deux types granulométriques
- 10 - Brèche comparable à 6. Entre les blocs, développement d'un remplissage minéral d'argile verte passant à du jasper marron
- 11 - Zone complexe associant niveaux de remaniements et dépôts pyroclastiques primaires

**Fig. 8 - Coupe le long de la RN 5, niveau ravine de Saint-Pierre (W de Sainte-Luce)**

**Remarque.** La présence au côté des blocs d'andésite claire à hornblende, de blocs sains de type  $\rho\alpha m2e$ , conduit à lier l'émission de ces brèches à l'intrusion de magma neuf de type  $\rho\alpha m2e$ , dans la chambre magmatique où séjourne le faciès plus acide d'andésite à hornblende. Une fois la chambre vidée de son constituant acide, le magma andésitique "déclencheur" de l'éruption arrive et s'écoule en surface. Il recouvre en effet les brèches Bm2e au Sud du morne d'Orient (faciès massif) dont il constitue la crête, et au quartier Trois-Rivière (faciès scoriacé). La répartition des pendages mesurés au sein des brèches Bm2e est conforme avec une origine située dans le secteur nord du morne d'Orient, d'où auraient déjà été issues les brèches plus anciennes Bm2c lors de la 2ème phase d'activité du volcan de Sainte-Luce.

En conclusion, les brèches Bm2e proviendraient de la réaction de la chambre magmatique du volcan de Sainte-Luce par les magmas andésitiques qui vont clore de manière effusive l'activité volcanique de la zone, magmas montés le long du système fissural septentrional de Rivière-Salée.

$\rho\alpha m2e$ . **Coulée massive d'andésite porphyrique à augite et hypersthène.** Outre la coulée du morne d'Orient signalée, qui s'est écoulée avec un faciès de plus en plus bréchique et scoriacé vers le quartier Trois-Rivières (écoulement probablement en partie sous-marin), on observe des coulées massives sur les faciès à hornblende au niveau de la pointe Pimantée. Elles représentent les faciès effusifs terminaux du Sud-martiniquais et seraient liées, ainsi que d'autres situées plus au Nord-Ouest, à l'activité de la grande faille méridionale qui limite côté sud le complexe fissural de Rivière-Salée. Elles vont rapidement se confondre sur le terrain avec celles de l'appareil fissural du morne Pavillon, si bien que la distinction proposée sur la carte est principalement d'ordre morphologique.

Enfin, tout le coeur du "graben" de Rivière-Salée est occupé par des coulées de lave massive reposant sur les tufs à bois silicifiés. Leur base est parfois scoriacée (habitation Desportes, coulée du morne Vent,...).

### **Appareil fissural du morne Pavillon**

L'appareil fissural du morne Pavillon occupe la partie centrale de la presqu'île des Trois-Ilets, autour de ses principaux reliefs, les mornes Burgot, Gardier et Pavillon. Au Nord-Ouest, ses produits

effusifs ( $\alpha m2f$  et  $\rho \alpha m2f$ ) viennent buter contre un relief de faille établi aux dépens des coulées anciennes  $\rho \alpha m2e$ , et disparaissent, côté sud, sous les produits du volcanisme récent plio-pléistocène. Au Sud-Est, les coulées s'étalent jusqu'à la mer et arment un certain nombre des pointes qui séparent l'anse du Diamant de l'anse du Céron (Ouest du quartier Trois-Rivières). D'une façon générale, le contact entre les coulées du volcan morne Pavillon et les coulées sous-jacentes ( $\rho \alpha m2c$ ), très comparables sur le plan pétrographique mais plus altérées, correspond à la première rupture de pente nette au pied des reliefs centraux.

Sur le plan structural l'appareil du morne Pavillon est probablement établi sur un accident majeur de direction WNW-ESE affectant l'ensemble de la presqu'île, le long duquel le socle lavique  $\rho \alpha m2c$  est effondré côté sud. L'accident nord de l'anse à l'Ane en serait une manifestation. Vers l'Est, cet accident majeur est souligné de dykes d'orientations variées (quartier Bitaille), les plus importants d'entre eux, de part et d'autre du quartier Taupinière, s'allongeant selon la direction NW-SE.

Des brèches d'origine phréato-magmatique ( $Bm2f$ ) sont liées à leur mise en place. Elles séparent l'empilement des coulées plus récentes  $\rho \alpha m2f$  du socle lavique  $\rho \alpha m2c$ .

**$Bm2f$ . Brèche pyroclastique à éléments massifs monogéniques.** Une brèche pyroclastique indurée, non classée, monogénique, affleure entre les quartiers Taupinière et Morne-Blanc (Est et Nord du Diamant), au pied des reliefs de coulées plus récentes. Elle est constituée de blocs sombres, anguleux, massifs, de taille moyenne décimétrique, emballés dans une matrice claire, cendro-caillouteuse, de même nature.

Les affleurements de brèche comparable que l'on rencontre dans le centre de l'édifice (quartier Ancinel) et le long de la côte Caraïbe de la presqu'île (pointe Blanche) suggèrent une grande extension originelle pour cette formation. Dans cette optique les brèches de remaniement qui se trouvent à la base des mornes Burgot et Constant côté nord, en feraient également partie. L'association de ces brèches avec les dykes du secteur sud-est du volcan, leur faible épaisseur comparée à leur extension en surface et le caractère massif des blocs, suggèrent qu'elles sont d'origine phréatomagmatique. Les premières colonnes andésitiques auraient recoupé un encaissant gorgé d'eau, voire immergé, et auraient explosé à leur contact. Une fois l'eau éliminée, les éruptions se seraient alors poursuivies de manière

effusive. De la mise en place de la série volcanique de Sainte-Anne à l'éruption de la montagne Pelée en 1902, ce type de scénario semble bien avoir été très souvent suivi en Martinique.

**am2f et  $\rho$ am2f. Andésite aphyrique et coulées de lave d'andésite porphyrique à augite et hyperstène.** L'énorme majorité de l'édifice du morne Pavillon, notamment les reliefs centraux des mornes Burgot, Gardier et Pavillon se présente comme un empilement de coulées de lave massives à enveloppes bréchiques, d'épaisseur décimétrique. L'échantillonnage réalisé par Chovelon au flanc méridional de ce dernier relief semble montrer un accroissement de la basicité des laves au cours du temps depuis des termes à 59-60 % de SiO<sub>2</sub> à la base, jusqu'à des termes à 56 % de SiO<sub>2</sub> au sommet.

Ces coulées reposent sur les faciès aphyriques am2f au Nord-Ouest, sur les coulées anciennes du substratum et le niveau phréatomagmatique Bm2f dans les parties centrales et sud-est.

On rattache également à l'activité de ce volcan, sur critère essentiellement géochronologique, des faciès massifs présents de l'autre côté de la baie de Fort-de-France entre le Lamentin et Fort-de-France. Il s'agit :

- des coulées altérées d'andésite très porphyrique du quartier de la Californie ;
- d'une lave massive atteinte en sondage sous des calcaires appartenant à l'ensemble sédimentaire de Fort-de-France - Sainte-Marie (m3-p), dans la basse vallée de la rivière Monsieur.

## Age

Les datations par la méthode du potassium-argon réalisées sur les ensembles effusifs du Sud et du Sud-Ouest martiniquais révèlent un déplacement général de l'activité volcanique au cours du temps, depuis l'axe Ducos - Rivière-Pilote, jusqu'à l'appareil effusif du morne Pavillon (s.s.).

● Deux datations concernent des coulées de l'axe *Ducos - Rivière-Pilote*. Il s'agit :

- de la coulée de l'habitation Bonne-Mère au Sud de Ducos ; âge =  $9,14 \pm 0,40$  Ma (éch.57) ;
- d'une lave massive atteinte par forage sous les argiles de mangroves récentes à la sortie sud de Rivière-Salée ; âge =  $8,89 \pm 0,50$  Ma (éch. 54).

L'activité de l'axe Ducos – Rivière-Pilote est donc bien calée vers 9,0 Ma.

● L'âge du système *Rivière-Salée – Sainte-Luce* est approché par la datation de deux hornblendes séparées d'un bloc de la brèche pyroclastique Bm2e. Seul l'âge obtenu par isochrone ( $8,4 \pm 0,5$  Ma; éch. 62) est fiable, car il est bien établi que les âges numériques conventionnels des hornblendes du volcanisme martiniquais récent donnent des valeurs systématiquement trop élevés, parfois d'un facteur 4 (cf. discussion de l'âge de la 1ère phase d'activité du volcanisme des pitons du Carbet et de l'axe volcano-structural Burgos – Diamant, Sud-Ouest martiniquais).

La valeur de  $14,28 \pm 0,30$  Ma de l'échantillon 77 confirme cette caractéristique qui est due à un excès d'argon dans ces minéraux.

● Trois coulées de lave illustrant respectivement l'activité basale, intermédiaire et finale de l'appareil du *morne Pavillon*, ont été datées. Il s'agit :

– de la coulée d'andésite aphyrique  $\alpha m2f$  du quartier Concorde, Sud des Trois-Ilets ; âge =  $8,93 \pm 0,40$  Ma (éch. 55) ;

– d'une coulée du quartier Taupinière (Est du Diamant) ; âge =  $8,33 \pm 0,25$  Ma (éch. 51) ;

– de la coulée sommitale du morne Pavillon ; âge =  $7,04 \pm 0,40$  Ma (éch. 46).

Par ailleurs, les coulées rattachées au volcanisme du morne Pavillon de la région Fort-de-France – Lamentin, affichent  $7,15 \pm 0,60$  Ma (éch. 49) pour celle du quartier de la Californie et  $6,50 \pm 0,30$  Ma pour celle du sondage de la rivière Monsieur (éch. 43).

Une mise en place étalée entre les deux âges extrêmes 8,9 et 6,5 Ma, bien qu'elle soit conforme à l'ordre stratigraphique, n'est probablement pas très réaliste du point de vue volcanologique. Les fourchettes d'erreur analytique permettent de restreindre la mise en place du volcan à l'intervalle 8,5-6,8 et c'est celui-ci que nous adoptons ici.

Enfin, la présence dans la région de Fort-de-France de laves attribuables à l'activité finale du morne Pavillon indique que la dépression tectonique de la baie de Fort-de-France et de la plaine du Lamentin n'était pas encore formée à cette époque. Elle le sera pour la mise en place du volcanisme à grenat de Gros-Ilet très bien datée à 6,5 Ma (voir ci-après) ; un laps de temps important doit donc séparer les deux phases volcaniques.

## VOLCANISME À GRENAT DE GROS-ILET : 1ÈRE PHASE FISSURALE TRANSERVE DU LAMENTIN

Après l'édification de l'appareil fissural du morne Pavillon, l'activité volcanique se concentre dans le secteur sud-oriental de la baie de Fort-de-France, au niveau de Gros-Ilets, de Petit-Ilet et de la Poterie Industrielle.

Sur le plan pétrographique, la lave qui se met en place est une dacite ( $\text{SiO}_2 = 64,5\%$ ) de minéralogie tout à fait particulière à cause de la présence, dispersée, de grenat rouge de type almandin, de taille parfois centimétrique. C'est une lave très porphyrique composée pour moitié de phénocristaux emballés dans une pâte microgrenue des phénocristaux, de taille centimétrique fréquente, sont par ordre d'abondance, le plagioclase labrador, le quartz et la biotite. Comme minéraux accessoires s'ajoutent au grenat, des minéraux opaques, du sphène, du zircon et de l'apatite. La mésostase est un damier de plagioclase sodique, de feldspath alcalin, de quartz, de biotite et de minéraux opaques. Ces laves signalées dès 1904 par Lacroix ont fait l'objet d'études pétrologiques détaillés, en raison de leur paragenèse minérale exceptionnelle (Westercamp, 1976 ; Maury *et al.*, 1985).

Elles affleurent soit sous forme massive ( $\rho\alpha m2g$ ) soit sous forme de brèche d'explosion ( $Bm2g$ ) sur les coulées de laves anciennes ( $\rho\alpha m2c$ ).

Leur mise en place est contrôlée par des accidents transverses NE-SW bien marqués sur le terrain (axe Trois-Ilets – Anses-d'Arlets) ou repérés à l'occasion de campagnes de sondage électrique pour la recherche d'eau (axe Poterie Industrielle – quartier Fond-Mulâtre ; travaux BRGM). Le volcanisme à grenat de Gros-Ilet est le premier connu qui soit lié à l'activité du système tectonique transverse majeur du Lamentin, système qui coupe la Martinique en deux de la côte caraïbe à la côte atlantique et qui rejouera plusieurs fois jusqu'à une époque très récente (*cf.* chapitre Tectonique).

$\rho\alpha m2g$ . **Dôme et dôme-coulée massifs de dacite porphyrique.** La principale structure volcanique de dacite à grenat massive, est la *Gros-Ilet*, qui se présente sur le plan morphologique comme un dôme-coulée. Plus à l'Est, le Petit-Ilet, est soit le toit d'un petit dôme, soit un témoin septentrional de la coulée de la Poterie Industrielle.

Le long de la côte ouest de la pointe Vatable (entre Trois-Ilets et la poterie) affleurent des laves massives sous les dépôts de brèches d'explosion  $Bm2g$ . Il pourrait s'agir d'un petit centre autonome mais

leur provenance du Gros-Ilet ou du volcan de la Poterie Industrielle n'est pas exclue. A ce dernier, est liée la coulée de lave largement transformée en argiles d'origine hydrothermale qui s'étend jusqu'à La Pointe. Elle constitue le principal gisement exploité d'argile industrielle de la Martinique.

**Bm2g. Brèche d'explosion.** Le long de la petite route conduisant à la Poterie Industrielle, sur la pointe Vatable et dans une petite carrière abandonnée en bordure de route D7 au niveau de la distillerie en ruine de la Vatable, affleurent des dépôts bréchiques, lités, à ponces de dacite à grenat dominantes.

Le pendage des couches des divers affleurements converge globalement vers l'habitation Phaéton au fond du Cul-de-Sac-aux-Vaches où affleurent des tufs à bois silicifiés et des faciès bréchiques grossiers. Il semble que l'on soit ici au coeur d'un petit maar, déjà évoqué sous le vocable de volcan de la Poterie Industrielle.

### Age

Plusieurs datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur roche totale, plagioclase et biotite séparés, à partir d'échantillons prélevés au Gros-Ilet. Les résultats sont bien regroupés autour de 6,50 Ma (âge roche totale =  $6,30 \pm 0,50$  Ma ; âges biotite =  $6,50 \pm 0,50$  Ma et  $6,52 \pm 0,40$  Ma ; âge plagioclase =  $6,67 \pm 0,40$  Ma [éch. 42, 44, 44 bis et 45]).

## FORMATIONS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DE SAINTE-MARIE ET DE FORT-DE-FRANCE

Un ensemble volcano-sédimentaire à forte composante claire affleure dans les secteurs de Sainte-Marie et de Fort-de-France, respectivement sur des formations volcaniques sous-marines appartenant à la chaîne Vauclin - Pitault ( $p_{\alpha m2b}$  et  $Hm2b$ ) et sur des coulées massives d'andésite porphyrique attribuées sur critère radiochronologique au système fissural du morne Pavillon ( $p_{\alpha m2f}$ ).

La phase volcanique des dacites à grenat de Gros-Ilet, qui traduit un net ralentissement de l'activité éruptive, annonce de fait une courte période de récession complète du volcanisme en Martinique. Elle va permettre à la sédimentation calcaire de s'installer dans le secteur de Fort-de-France, et de se développer à Sainte-Marie ( $m3-p$ ).

Elle laissera la place ensuite progressivement à des tuffites terrigènes azoïques (<sup>1</sup>*tf*) et des conglomérats polygéniques à éléments volcaniques (<sup>1</sup>*C*) puis à des hyaloclastites franches, au fur et à mesure de la reprise du volcanisme au Pliocène inférieur.

Sur le plan paléogéographique les formations volcano-sédimentaires de Sainte-Marie et de Fort-de-France marquent les deux extrémités de la limite septentrionale des hauts-fonds et reliefs émergés de nature volcanique qui se sont constitués en Martinique à l'Oligocène supérieur et au Miocène. Les grands volcans centraux plio-pléistocènes (morne Jacob, pitons du Carbet, mont Conil et montagne Pelée) viendront ensuite successivement s'accoler contre cette Martinique ancienne et achever de lui donner sa physiographie actuelle.

Sur le plan biostratigraphique ces formations marquent le passage Miocène – Pliocène.

### Sainte-Marie

**m3-p. Tuffites calcaires.** Des tuffites calcaires litées, de granulométrie fine, au sein desquelles s'intercalent des lentilles de calcaire franc et de conglomérats grossiers, affleurent au Sud de Sainte-Marie au niveau des pointes Lahoussaye et Martineau et jusqu'au quartier Derrière-Morne. Leur pendage général est de 10 à 20° vers l'Ouest et le Nord-Ouest.

Seule la partie supérieure de cet ensemble nous intéresse directement ici. Reprenons la coupe synthétique de la figure 6b :

- à la base, côté anse Dufour, on rencontre les tuffites hyaloclastiques m2b et les niveaux volcaniques associés. Vers le haut de ce premier cycle de sédimentation déjà évoqué, des niveaux riches en gastéropodes et empreintes de feuilles, trahissent la proximité de la côte ;
- un banc d'épaisseur plurimétrique de conglomérats grossiers à éléments volcaniques (non représenté sur la carte) repose sur les faciès tuffitiques à feuilles et gastéropodes. Il confirme l'influence des reliefs émergés proches sur la sédimentation marine. Il affleure un peu en contre-bas de la route RN 1, le long d'une ancienne voie ferrée ;
- vers le haut, les tuffites m3-p ont un faciès lité comparable à celles du bas et admettent des passées plus calcaires (côté sud de Sainte-Marie). Ces dernières qui avaient fait l'objet d'une étude préliminaire (Julius et Pons, 1975), ont livré de riches microfaunes planctoniques du Miocène supérieur terminal (Messinien) : *Neogloboquadrina acostensis*, *N. humerosa*, *Globoquadrina dehiscens*, *Sphaeroidinellopsis*

*seminulina*, *S. sphaeroides*, *Globorotalia pseudomiocenica*, *G. gr. juanai - cibaoensis*, *Globigerinoides extremus*, *G. canimarensis*, *Candeina nitida*, *Globigerina nepenthes*. Les calcaires récifaux en lentilles, probablement discordants, apparaissent vers le haut (crête de la pointe Lahoussaye ; bord de la RN1 au Sud du quartier de l'Anse-Azérot). L'affleurement isolé du quartier Morne-à-Roche, plus au Sud, est à rattacher à cet ensemble.

**1<sup>tf</sup>. Tuffites azoïques.** On passe vers le haut de façon progressive à une tuffite de granulométrie fine, litée, altérée, non fossilifère (déviation de Sainte-Marie), qui enregistre vers le haut les premières manifestations de la reprise du volcanisme en Martinique sous forme de bancs de hyaloclastites (type 1<sup>H</sup>).

**1<sup>C</sup>. Conglomérats polygéniques.** Des conglomérats polygéniques à éléments volcaniques ravinent les tuffites azoïques 1<sup>tf</sup> (quartier Morne-Poirier ; habitation Limbé) ou reposent sur les calcaires sommitaux de la formation fossilifère m3-p (ravine du quartier Morne-Roche) ou encore sur les coulées anciennes de basalte porphyrique 8m2a (habitation Galion, morne Mignolle).

### Fort-de-France

**m3-p. Tuffites calcaires et calcaires francs.** Etant donné l'importance des tuffites azoïques sus-jacentes 1<sup>tf</sup>, les formations calcaires ont été observées à l'affleurement uniquement dans un méandre de la rivière Gondeau à l'altitude de 15-20 m (Nord-Ouest du Lamentin). Elles ont toutefois une extension assez grande puisqu'on les a atteintes en forage, dans la basse vallée de la rivière Monsieur (secteur oriental de Fort-de-France) :

- le forage réalisé en 1970 par EURAFREP à Chateauboeuf pour des mesures de gradient géothermique a recoupé, sur 100 m d'épaisseur :
  - d'abord des tuffites azoïques ;
  - puis des tuffites verdâtres "riches en amphistélines" ;
- le forage réalisé en 1975 par le BRGM (code : MS 3) pour la recherche d'eau souterraine, situé à 200 m au Nord de l'usine Dillon, a donné la coupe géologique suivante :
  - alluvions récentes : épaisseur 5 m ;
  - tuffites terrigènes à passées silteuses : épaisseur 37 m. Ces tuffites sont azoïques, à l'exception de 4 niveaux fossilifères respec-

tivement à -19, -25, -31 et -36 mètres. Le niveau -19 a fourni la microfaune planctonique la plus récente (anté-quadernaire) connue à ce jour en Martinique. Il s'agit de Pliocène inférieur (Zancléen) à *Globorotalia gr. margaritae*, *G. cibaoensis*, *G. gr. praemiocenica*, *Globigerinoides conglobatus*. Les niveaux -25 et -31 sont riches en macrofaune : polypiers, oursins plats, gastéropodes et lamellibranches.

Le niveau -36 s'est avéré très riche en foraminifères planctoniques. L'association est en tous points comparable à celle reconnue dans les tuffites de Sainte-Marie (cf. *supra*) et indique le Miocène supérieur élevé (Messinien) ;

- calcaire dur, partiellement recristallisé, passant vers le bas à un faciès plus argileux : épaisseur 1 m ;

- tuffite fine, gris-noir, à bioclastes et débris végétaux : épaisseur 10 m ;

- une andésite massive porphyrique datée à  $6,50 \pm 0,30$  Ma (volcanisme du morne Pavillon) ; épaisseur égale ou supérieure à 10 m (cf. tableau 1, éch. 43).

**1<sup>tf</sup>. Tuffites azoïques.** Contrairement au secteur de Sainte-Marie, les tuffites terrigènes, azoïques sont très développées dans la région de Fort-de-France. Elles se présentent comme une alternance de couches centimétriques de grès micro-conglomératiques et silts, altérés. Elles affleurent bien le long de l'autoroute joignant l'aéroport du Lamentin à Fort-de-France, à proximité de la ville, et au départ de la rocade qui en fait le tour, si bien que c'est une des premières formations géologiques que l'on puisse apercevoir en arrivant en Martinique.

Vers l'Est, on les rencontre jusqu'au Lamentin au toit des coulées  $\rho_{am2b}$  du morne Doré, où elles se réduisent à quelques mètres d'épaisseur. Vers le Nord, elles affleurent le long de la rivière Longvillier et de ses affluents, jusqu'au niveau du quartier Rousseau, au Sud de Saint-Joseph. Vers l'Ouest les nombreux forages géotechniques réalisés à Fort-de-France les ont systématiquement atteintes sous la chappe d'alluvions récentes sur laquelle la ville est construite.

Les pendages sont variables d'un secteur à l'autre, rendant toute estimation de l'épaisseur maximale de la formation difficile. Les pendages concordants des affleurements de la rocade de Fort-de-France et de l'autoroute, suggèrent qu'elle puisse atteindre localement quelques centaines de mètres.

## PLIO-PLÉISTOCÈNE

### VOLCAN-BOUCLIER DU MORNE JACOB

Après la période de repos d'environ 1 million d'années, qui marque le passage Miocène – Pliocène (m3-p), l'activité volcanique va reprendre en Martinique sur la retombée septentrionale des reliefs émergés et des hauts fonds oligo-miocènes. Le plus vaste édifice volcanique de l'île – le volcan-bouclier du morne Jacob – va s'édifier. En accord avec sa position décalée par rapport aux reliefs préexistant, son activité est d'abord sous-marine. Des hyaloclastites (<sup>1</sup>H) puis des coulées de lave massive, d'abord basiques et porphyriques (<sup>1</sup>βol) puis andésitiques et aphyriques (<sup>1</sup>αα) se mettent en place.

Des conglomérats soulignent le rôle de l'érosion dès l'édification des premiers reliefs (<sup>1</sup>Cα). L'activité effusive continue avec des coulées massives de basalte et d'andésite à grain fin (<sup>1</sup>β et <sup>1</sup>α). A la fin de cette première phase, elle se restreint au secteur nord-est de l'édifice et devient explosive avec mise en place de lahars et coulées pyroclastiques (<sup>1</sup>B) (phase explosive intermédiaire). Après une période de repos, marquée par le dépôt de conglomérats polygéniques grossiers (<sup>1-2</sup>C) l'activité effusive reprend côté caraïbe (<sup>2</sup>αα). Des coulées massives et épaisses s'épanchent ensuite dans toutes les directions (<sup>2</sup>α) (phase effusive terminale). Elles coiffent les reliefs centraux de l'île autour du point culminant du secteur, le morne Jacob lui-même (altitude 884 m), qui donne son nom au système.

#### Première phase volcanique : activité sous-marine et épanchements aériens

<sup>1</sup>H. Hyaloclastites. Vers le haut des tuffites azoïques <sup>1</sup>tf de Sainte-Marie, s'intercalent des bancs peu épais de hyaloclastites fines en dépôt primaire. Ailleurs elles reposent directement sur des basaltes porphyriques massifs considérés comme des témoins de la 1ère phase effusive généralisée miocène (pβm2a). Que, localement, certains de ces faciès basiques soient plus jeunes et liés au volcanisme du morne Jacob, ne peut être exclu, tant les convergences de faciès entre les deux formations sont fortes (cf. pβm2a). Quoiqu'il en soit, la position stratigraphique des hyaloclastites <sup>1</sup>H suggère qu'elles correspondent aux premières manifestations de la mise en place de l'édifice du morne Jacob.

Elles affleurent en de nombreux endroits le long de la côte et au fond des basses vallées depuis le quartier Fond-Gens-Libres du Lorrain jusqu'au secteur de Sainte-Marie. Elles sont généralement remaniées sous forme de microconglomérats lités riches en blocs de basalte porphyrique sain (type 1β01) et petits cumulats. Entre la pointe Baignoire et l'anse Charpentier (Sud-Est de Marigot) ces hyaloclastites remaniées ou tuffites sont de plus riches en blocs de basalte zéolitisé probablement arrachés au substratum ancien (ρβm2a).

Au fur et à mesure que l'on se rapproche du cœur du massif, les hyaloclastites deviennent de plus en plus grossières et de moins en moins remaniées. Les faciès correspondant les plus caractéristiques et les plus épais ont été rencontrés dans la haute vallée de la rivière du Lorrain au Sud du morne Palmiste (ou piton Laroche), le long d'une petite ravine qui fait face au morne Palatine. Elles sont très indurées, épaisses d'une bonne centaine de mètres et riches en blocs décimétriques de lave et de cumulats (plagioclase calcique, clinopyroxène plus ou moins transformé en hornblende, et rares fantômes d'olivine). Ces caractéristiques révèlent la proximité de la bouche émissive, probablement un cône de hyaloclastites. L'importance des altérations hydrothermales dans le secteur (calcite, silice, zéolites, pyrite) et l'intercalation de coulées massives de basalte, du type de celles qui s'épancheront peu de temps après vers l'Est et le Sud-Est (1β01), confortent ce point de vue.

Côté caraïbe, les faciès de base du volcanisme du morne Jacob sont largement enfouis sous les coulées plus récentes de cet édifice et les produits du volcanisme du Carbet. Des affleurement dispersés le long des rivières du Carbet (Est du Carbet), Fond-Laillet (Est de Bellefontaine), Case-Pilote (Nord-Est de Case-Pilote) et Case-Navire (Nord de Schoelcher) révèlent que cette formation sert de substratum à toute la moitié occidentale du centre de l'île. Dans le secteur de Fontaine-Didier, entre Fort-de-France et les pitons du Carbet, les hyaloclastites affleurent largement au fond des rivières Duclos, Dumauzé et Madame. Elle y sont recoupées de dykes dont l'appartenance stratigraphique n'est pas précisée (origine des coulées de Fort-de-France 7α).

1β01. **Coulée de basalte porphyrique à augite et olivine.** Les premières formations que l'on observe sur les hyaloclastites remaniées 1H, sont des coulées massives de basalte porphyrique, à augite et

olivine, emballés dans une mésostase hyalodoléritique à plagioclase, clinopyroxène, minéraux opaques et verre brunâtre.

Ces basaltes affleurent :

- le long de la rivière Grande-Anse (Sud-Ouest du Lorrain), principalement en rive droite ;
- au pied du morne Jacob, côté nord (rivière Pirogue), côté sud (haute rivière du Lorrain) et côté est (moyenne et basse rivière du Lorrain). C'est dans ce dernier secteur qu'ils montrent la plus grande extension et représentent le faciès dominant sur le terrain, du Marigot au morne des Esses (Ouest de la Trinité). Ils peuvent affleurer sous  $^1H$  et il est alors arbitraire de les différencier des basaltes micoènes  $^p\beta m2a$  ;
- au niveau du morne des Olives et du Gros Morne, plus au Sud, en association avec des faciès plus acides et/ou moins porphyriques ( $^1\alpha$  et  $^1\beta$ ). C'est dans ce secteur, nous l'avons déjà signalé, qu'il est particulièrement difficile de séparer ces basaltes de ceux, comparables sur le plan pétrographique, mis en place au Miocène ( $^p\beta m2a$ ) ;
- au Nord de Fort-de-France, dans le fond des rivières Case-Navire et Duclos, sur les hyaloclastites  $^1H$  ; les coulées sont ici réduites à quelques mètres d'épaisseur et n'ont pas été représentées sur la carte. Il est probable qu'on touche ici la limite méridionale des épanchements.

**$^1_a\alpha$ . Coulées de lave aphyrique massive.** L'activité effusive se poursuit, avec l'émission de coulées de lave massive aphyrique, essentiellement de composition andésitique.

Côté nord, un tout petit affleurement a été dégagé par la rivière Pirogue au niveau du Fond-Labour, sous des dépôts de nuées ardentes originaires de la montagne Pelée. Plus à l'Est, les reliefs qui dominent le Lorrain (morne Céron) sont constitués de faciès massifs et aphyriques comparables qui s'enfilent vers l'amont sous les coulées d'andésite porphyrique, et de la phase effusive terminale du volcan ( $^2\alpha$ ) et sous les conglomérats ( $^{1-2}C$ ) qui les précèdent.

Côté est, c'est l'ensemble du morne de l'Etang qui est composé d'un tel faciès. On peut lui lier la coulée qui coiffe le morne Spoutourne et la crête du morne des Esses.

Côté sud, des coulées d'andésite aphyrique recouvrent les tuffites azoïques de Fort-de-France en amont du Lamentin, jusqu'au niveau de Saint-Joseph, puis disparaissent sous les coulées plus récentes ( $^2\alpha$ )

de la forêt de Rabuchon. L'ensemble se met en place contre le relief basique plus ancien ( $1\beta 01$ ) du morne des Olives qui constituait donc un môle morphologique à cette époque.

**$1\alpha$ . Conglomérat à galets dominants de lave aphyrique.** Ces conglomérats ont comme principales caractéristiques l'homogénéité pétrographique et la petite taille (généralement centimétrique) des galets qui les constituent. Ceci découle directement de la nature et du débit en fines plaquettes des coulées aphyriques massives dont ils proviennent par érosion. On les trouve généralement à la périphérie de ces derniers reliefs sur des formations plus anciennes. Au Nord du Lamentin, ils recouvrent des tuffites mio-pliocènes ( $1tf$ ), ou des basaltes porphyriques de la première phase effusive généralisée de la chaîne du Vauclin (quartier La Bélème).

Au niveau du quartier Luçon (Ouest de Sainte-Marie), ils nappent les basaltes porphyriques initiaux du volcan ( $1\beta 01$ ), sous les argiles rouges à quartz du Carbet ( $8C$ ) et les cendres ponceuses de la montagne Pelée ; ils présentent un fort degré d'altération qui les rend parfois à la limite du reconnaissable.

**$1\alpha$  ;  $1\beta$ . Coulée massive peu porphyrique d'andésite et de basalte.** La lave qui compose les coulées  $1\alpha$  et  $1\beta$  est généralement de couleur sombre et à grain fin et présente à l'oeil le même aspect, quelque soit sa nature pétrochimique. La distinction entre andésite et basalte ne peut donc résulter que de l'étude de lames minces ou de la réalisation d'analyses chimiques ; mais quel qu'en soit leur nombre, on est impuissant à débrouiller les variations pétrographiques réelles d'un système d'empilement et d'emboîtement de coulées d'épaisseur plurimétrique dont la complexité n'est pas à l'échelle d'une carte géologique à 1/50 000. En conclusion, l'appellation des plages de la carte en  $1\alpha$  ou  $1\beta$  est assez arbitraire. Dans certains cas même, les deux indices coexistent au sein d'une même plage, ce qui indique que les deux faciès pétrographiques ont été rencontrés sur le terrain mais qu'il n'est pas possible de proposer une quelconque limite entre eux deux.

● **Coulées de lave massive.** Dans toute la région avoisinante au piton Laroche (Ouest de Sainte-Marie), des coulées de lave d'andésite ou de basalte à grain fin recouvrent les coulées de basalte porphyrique initiales ( $1\beta 01$ ). Au Sud de la Trinité, l'une d'elle a pu s'enfiler entre des reliefs du substratum miocène et atteindre le pied de l'actuelle

presqu'île de la Caravelle. Cette voie de passage sera reprise ultérieurement soit par des coulées ( $2\alpha$ ) soit par des conglomérats ( $8C$ ).

Au Nord-Ouest du Lamentin des coulées d'andésite recouvrent coulées et conglomérats aphyriques  $1_a\alpha$  et  $1C\alpha$  et affleurent en surface jusqu'au quartier Cacao (Sud-Ouest de Saint-Joseph). Elles sont localement débitées en orgues métriques, le long de ce qui devait être un chenal encaissé (alignement quartier La Favorite – ancienne distillerie Acajou), ou autobréchifiées (arrivée en mer probable) (sortie de l'autoroute vers le Lamentin).

Au Nord de Fort-de-France, au quartier Tivoli, des basaltes massifs à grain fin affleurant en fond de vallée sont rattachés à tout cet ensemble.

● **Intrusions.** Des intrusions de lave massive variant en taille du dyke d'épaisseur métrique à la lame de près de 100 m de large recoupent les formations du Miocène et du Pliocène inférieur, basaltes porphyriques compris. On les remarque surtout le long de la côte atlantique entre Marigot et le quartier Petite-Rivière-Salée au Sud de Sainte-Marie, où ils montrent une orientation NE-SW systématique.

La plus spectaculaire de ces intrusions est le Pain-de-Sucre, qui forme un petit cap escarpé entre Marigot et Sainte-Marie. Au Sud de ce dernier bourg, le morne Moco, de même nature, fait également bien saillie dans la topographie. Côté Marigot, les dykes métriques et plurimétriques affleurent en rangs assez serrés le long de la côte de part et d'autre de la pointe Baignoire. On est visiblement là en présence d'un axe fissural majeur du système volcanique ; le morne Jacob *s.s.* et les faciès proximaux et hydrothermalisés du secteur du piton Laroche sont justement situés dans son prolongement occidental.

Une bande de même direction, légèrement décalée vers le Sud, englobe les dykes d'orientation individuelle variée qui recoupent les basaltes porphyriques massifs ( $1\beta 0!$ ) du morne des Olives et les hyaloclastites ( $1H$ ) du fond de la rivière Dumauzé entre Station-Absalon et Fontaine-Didier. Pour ces derniers, on peut penser (*cf.*  $1H$ ) à une mise en place plus récente.

**1B. Coulée pyroclastique.** Des coulées de cendres, ponces grises et scories noires de nature andésitique, ont été rencontrées :

– en haut d'une petite ravine (altitude 300 m) nommée Grosse-Ravine sur la carte IGN à 1/20 000 du Lorrain, un peu en amont du pont de la Pirogue. Elles reposent sur des lahars à blocs d'andésite claire dominants ;

– en rive gauche de la rivière Blanche au NNE de Saint-Joseph. Un âge plus jeune (<sup>6</sup>B) n'est pas exclu pour cette formation très décalée vers le Sud par rapport aux affleurements précédents, car il n'a pu être vérifié si elle est effectivement recouverte par les coulées <sup>2</sup>α du morne des Olives ou emboîtée dedans.

La rivière du Lorrain est dominée en rive droite au niveau du quartier Grand-Degras par une brèche monogénique à blocs anguleux, de taille parfois plurimétrique, d'andésite claire porphyrique à deux pyroxènes. Il semble s'agir d'un dépôt d'avalanche incandescente de dôme (nuée ardente de type Mérapi ou de type Pelée 1903-1929). Le lahar de la ravine Grosse-Ravine, pourrait être un faciès remanié de cette formation.

**1-2C. Conglomérat polygénique grossier.** Des conglomérats polygéniques, à grosses boules plus ou moins desquamées en "pelures d'oignon", se développent à la fin de la première phase d'activité du volcan-bouclier du morne Jacob. Les affleurements observés dessinent de larges paléovallées qui entaillent de façon radiale l'édifice ou forment de vastes épandages périphériques :

- entre les rivières Capot et du Lorrain ;
- de chaque côté de Sainte-Marie avec en particulier les faciès très caractéristiques, complètement altérés, que la route RN1 entaille au Nord du bourg ;
- à l'Ouest de la Trinité, une importante accumulation de ces conglomérats marque probablement plus une paléodépression au pied du volcan, contre le môle ancien (<sub>0</sub>βm2a) du Vert-Pré, qu'une paléovallée ;
- à l'Est de Fort-de-France, une crête conglomératique de direction N-S, souligne le tracé d'une importante paléovallée dont la partie amont sera un peu plus tard comblée par les épaisses coulées de lave (<sup>2</sup>α) de la forêt de Rabuchon ;
- côté caraïbe, des affleurements peu étendus mais souvent très épais (Nord de Morne-Vert), complètent l'inventaire.

Dans le secteur nord-est du volcan, leur étroite association avec les lahars (<sup>1</sup>B) montre qu'ils proviennent pour une large part du remaniement de ce type de formation. Ailleurs, c'est essentiellement l'érosion des coulées massives <sup>1</sup>α et <sup>1</sup>β qui les alimente.

## Age

L'édifice du morne Jacob, à la fin de sa première phase de mise en place est déjà un vaste volcan-bouclier, qui est successivement passé par une activité éruptive sous-marine, puis effusive aérienne, pour connaître enfin une activité explosive probablement plus centralisée de type strato-volcan. Des centaines de milliers, voire 1 à 2 millions d'années ont certainement été nécessaires à cette évolution.

L'âge le plus ancien,  $5,87 \pm 0,40$  Ma (éch. 40), concerne un bloc de basalte sain appartenant à la phase effusive post-hyaloclastique ( $1\beta 01$ ), récolté en colluvion au Sud de Gros-Morne à proximité de la distillerie Saint-Etienne. L'autre échantillon analysé du même épisode basaltique, provient de la sortie nord du Lorrain. L'âge numérique obtenu de  $3,33 \pm 0,25$  Ma (éch. 31) doit être considéré comme plus jeune que l'âge de mise en place ; l'affleurement est en effet recouvert par une coulée d'andésite aphyrique ( $1_a\alpha$ ) datée de  $4,20 \pm 0,30$  Ma (éch. 37). La valeur de ce dernier chiffre est confortée par plusieurs datations réalisées sur d'autres témoins des événements effusifs et intrusifs plus ou moins aphyriques  $1_a\alpha$ ,  $1\alpha$  et  $1\beta$  :

- l'intrusion de direction NW-SE du morne Moco, entre Sainte-Marie et la Trinité ; âge =  $4,37 \pm 0,25$  Ma (éch. 38) ;
- le faciès effusif aphyrique de Fond-Labour au Nord du morne Jacob ; âge =  $3,97 \pm 0,30$  Ma (éch. 34) ;
- un élément de la coulée  $1\alpha$  de Marigot ; âge =  $4,07 \pm 0,20$  Ma (éch. 36).

Ces datations suggèrent un âge de mise en place pour les épisodes sous-marins terminaux et les écoulements de lave massive qui suivent, entre 5,5 et 4 Ma. La phase explosive qui clot l'activité de cette première phase du volcan-bouclier du morne Jacob ne devrait pas être sensiblement plus jeune.

A signaler à cet égard l'âge numérique de  $3,61 \pm 0,30$  Ma obtenu sur un élément du conglomérat  $1C$  qui affleure en bordure de la rivière Blanche au Nord de Saint-Joseph (éch. 33). On doit noter toutefois le peu d'utilité d'une telle datation dans la mesure où l'appartenance stratigraphique de l'échantillon analysé n'est pas connue.

## **Phase effusive terminale (deuxième phase volcanique)**

Après la période de repos, dont la durée est discutée au paragraphe suivant, et la mise en place des conglomérats <sup>1</sup>C, l'activité volcanique reprend au niveau de l'édifice du morne Jacob. Des coulées de lave vont s'épancher sur les formations précédemment décrites, dans toutes les directions. Les nombreuses coupes effectuées dans ces faciès montrent que ces coulées sont essentiellement massives et d'épaisseur plurimétrique, et montrent parfois à structures de flux.

**2αa. Coulée massive d'andésite aphyrique sombre.** Par rapport à la phase effusive précédente, leur développement côté caraïbe est un fait nouveau à noter.

Citons ainsi l'épaisse coulée à fine structure de flux qui affleure entre le bourg du Carbet et le Petit-Piton. Elle est exploitée en carrière en rive gauche de la rivière du Carbet. Un ancien front de taille un peu en amont du pont de la Campbeilh offre également de bonnes conditions d'observation et d'échantillonnage.

La coulée de lave qui repose sur les tuffites <sup>1</sup>H dans la rivière de Case-Pilote, à l'Est du bourg de même nom, entre 100 et 50 mètres d'altitude, est également rattachée à la 2ème phase d'activité du morne Jacob sur critères radiochronologiques.

**2α. Coulée massive d'andésite porphyrique sombre à hyperstène et augite.** L'ensemble de la région centrale martiniquaise est touchée par cette importante phase d'activité effusive, dont les coulées recouvrent indifféremment les faciès mis en place antérieurement. Les principaux reliefs à l'Est des pitons du Carbet (mornes Jacob, du Lorrain, Bellevue) montrent ainsi dans leurs derniers 100 ou 200 m des empilements de coulées massives d'épaisseur pluridécamétrique. Il n'y a pour ainsi dire pas de matériau bréchi que scoriacé intercalé ou associé à ces faciès.

Le caractère très penté des structures de flux des coulées sous-jacentes au quartier Verrier (morne Covin, Sud de Morne-Vert) indique que le point d'émission est proche, à l'aplomb sans doute des actuels pitons du Carbet.

Outre les témoins sommitaux du morne Jacob et des reliefs avoisinants, on peut citer parmi les principaux ensembles de lave massive attribuables à cette deuxième phase d'activité du volcan du morne Jacob :

- les mornes Montauban et des Cadets, entre Saint-Pierre et Fonds-Saint-Denis ;
- le morne Balisier juste au Sud-Est de Morne-Rouge ;
- le morne des Olives et la forêt de Rabuchon, dans le secteur de Saint-Joseph ;
- la Rodate, au Nord de Fort-de-France, et le soubassement des plateaux plus à l'Ouest, que les rivières Duclos, Case-Navire et Fond-Lahaye ont entaillés parfois sur 200 m d'épaisseur.

Sur le plan pétrographique, la lave constituant les coulées  $2\alpha$  est très monotone. Il s'agit d'une andésite plus ou moins sombre, porphyrique à phénocristaux de labrador-andésine, clinopyroxène, orthopyroxène et minéraux ferro-titanés, emballés dans une mésostase de texture généralement pilotaxitique de même composition minéralogique. L'orthopyroxène est parfois ceinturé de clinopyroxène, et devient le minéral ferro-magnésien dominant des termes andésitiques les plus acides.

**2-5C. Conglomérat polygénique grossier.** Après l'extinction du volcanisme, le démantèlement du volcan-bouclier du morne Jacob se poursuit. Les vallées qui ultérieurement seront empruntées par les écoulements pyroclastiques et effusifs en provenance du complexe des Carbets, sont creusées. On regroupe donc ici les formations de remaniement (essentiellement des conglomérats) qui affectent le bâti du morne Jacob, incorporent des éléments laviques originaires de ses dernières phases d'activité ( $2aa$  et  $2\alpha$ ), et reposent sous ou dans le même contexte de paléovallées que les produits issus des différents volcans du Carbet.

Il en est ainsi des conglomérats andésitiques qui affleurent le long de la rivière Blanche sous la coulée de dacite  $9abi$  du quartier La Médaille jusqu'à l'ancienne rhumerie-sucrierie du Soudon.

De ceux qui forment le morne Pichevin à Fort-de-France, ou encore de ceux qui constituent de petits affleurements sous les conglomérats dacitiques  $8C$  à flanc du morne Jacob côté oriental (morne Tinide, Est du quartier Bézaudin ; quartier Poiriers, Nord-Est de Gros-Morne ; hauteurs de Terre-Ville et pied occidental du morne Césaire, Nord-Ouest de Fort-de-France ...).

## Age

Les datations effectuées selon la méthode du potassium-argon concernent :

- deux coulées de lave aphyrique du début du cycle :
  - l'ancienne carrière du pont de la Campbeilh, Est du Carbet ; âge =  $2,60 \pm 0,15$  Ma (éch. 25),
  - l'affleurement de la rivière de Case-Pilote ; âge =  $2,25 \pm 0,15$  Ma (éch. 19) ;
- plusieurs ensembles à coulées de  $2\alpha$  :
  - le morne Balisier, au Sud de Morne-Rouge ; âge =  $2,60 \pm 0,10$  Ma (éch. 26),
  - la coulée en bord de route du quartier Parnasse, entre Morne-Rouge et Fonds-Saint-Denis ; âge =  $2,68 \pm 0,17$  Ma (éch. 29),
  - un faciès de coulée du morne du Lorrain, au Sud du morne Jacob ; âge =  $2,58 \pm 0,08$  Ma (éch. 24).

Sur la base de ces données on peut proposer un âge de mise en place extrêmement bref pour les coulées de la phase effusive terminale du volcan du morne Jacob, entre 2,8 et 2,2 Ma.

## **VOLCANISME PLIO-PLÉISTOCÈNE DE LA PRESQU'ÎLE DES TROIS-ILETS**

Après une période de repos, probablement de quelques millions d'années, qui suit la mise en place du volcan central du morne Pavillon (âge entre 8,5 et 7 Ma) et des dômes dacitiques à grenat de Gros-Ilet (âge, environ 6,5 Ma), l'activité reprend sur le flanc occidental de la presqu'île de Trois-Ilets. Toute une série de monovolcans vont s'édifier, caractérisés par la variété des dynamismes de mise en place, et des faciès pétrographiques et minéralogiques des laves et enclaves. Les produits relatifs à cette activité, qui est paroxysmale entre 2 et 1 Ma, reposent sur un substratum de laves massives altérées.

### **Substratum massif altéré mio-pliocène**

ahb ;  $\rho\alpha$ . Andésite à hornblende et dacite à quartz et hornblende. Des laves massives le plus souvent hydrothermalisées et tectonisées affleurent sous les produits plus récents des mornes Jacqueline, La Plaine, et Larcher.

Les faciès les plus évolués – des dacites porphyriques à quartz, hornblende brune plus ou moins déstabilisée, et orthopyroxène – affleurent de part et d'autre de la vallée de la Petite Anse du

Diamant ( $\rho\alpha$ ). Les laves massives altérées qui affleurent au début de la petite route menant au quartier La Plaine des Anses-d'Arlets, et dans les premiers virages de la route D6 après les Anses-d'Arlets, illustrent le faciès andésitique à hornblende et orthopyroxène ( $\alpha hb$ ). Le substratum lavique du morne Larcher, qui est largement entaillé par la ravine du quartier Anse-Caffard, n'a pas été, quant à lui, échantillonné.

L'âge de cet ensemble ne peut être mesuré par la méthode radiochronologique du potassium-argon en raison de son état d'altération. Les conditions de gisement et les premières datations disponibles sur les formations plus récentes, indiquent un âge plus ancien que 2,6 Ma, Pliocène inférieur voire Miocène.

### Andésites à grenat de Galocha

Cet ensemble de faciès pyroclastiques et massifs, à la minéralogie si particulière, marque le début du cycle volcanique plio- quaternaire de la presqu'île des Trois-Ilets, puisque les formations relatives à cet épisode reposent sur les coulées de lave massive et brèches associées du volcan du morne Pavillon ( $Bm2f$ ,  $\alpha am2f$  et  $\rho am2f$ ). Le centre éruptif est probablement scellé par les faciès de lave massive (dôme et/ou dôme-coulée :  $3\alpha gr$ ) qui affleurent à flanc de l'actuel morne La Plaine. Les dépôts pyroclastiques ponceux puis à blocs massifs antérieurs ( $3B$ ) ont une extension plus grande, pour le moins côté nord.

**$3B$ . Ecoulements pyroclastiques de nature ponceuse dominant.** L'affleurement de référence est situé en bordure de la route D7 qui joint Trois-Ilets aux Anses-d'Arlets. Dans la montée de l'Anse-à-l'Ane à Galocha, peu après Desloges, une carrière abandonnée occupe une courbe à gauche de la route. Dans l'ancien front de taille, on observe trois coulées de ponces d'environ 6 m d'épaisseur chacune. Des ponces claires bulleuses constituent l'élément dominant de la brèche ; il s'agit d'andésite à deux pyroxènes et hornblende pris dans une matrice cendreuse constituée de débris et de minéraux libres du même faciès pétrographique, parmi lesquels on reconnaît, en faible quantité, du quartz, de la biotite et du grenat rouge.

Ces faciès ponceux affleurent jusqu'à la mer (côté sud de pointe Blanche) où on les voit s'enfiler sous les dépôts de nuées ardentes issus du volcan du morne Réduit ( $4B$ ). On les trouve également de

manière plus discontinue entre 100 et 250 m d'altitude sur les flancs orientaux et méridionaux du morne Bigot jusqu'au quartier Ancinel.

Localement (chemin du quartier Thomas, 1 km à l'Est du morne Bigot), la brèche ponceuse dépasse 20 m d'épaisseur. Elle est recouverte par une brèche pyroclastique type nuée ardente (*s.l.*) à blocs d'andésite et/ou dacite porphyrique à deux pyroxènes, fantômes d'olivine et gros quartz réactionnel ou non. Ces faciès bréchiques à blocs massifs se suivent jusqu'au col du quartier Cocoyer entre les mornes La Plaine et Bigot. Des dépôts à blocs d'andésite porphyrique à deux pyroxènes et amphibole, ou orthopyroxène seul et amphibole, recouvrent également l'affleurement-type de Galocha.

Le grenat n'a pas été observé dans ces roches, ni sur le terrain ni en lame mince, peut-être parce qu'il n'a pas été recherché spécifiquement.

**$3\alpha$ gr. Dôme ou dôme-coulée d'andésite à hornblende et grenat almandin.** Les faciès massifs qui mettent, semble-t-il, un terme à l'éruption pyroclastique de Galocha affleurent de manière discontinue sous les épaisses coulées de basalte du morne La Plaine (8 $\beta$ ). Le faciès-type qui a été étudié en détail (Maury *et al.*, 1985) et qui est décrit ci-dessous, provient de la petite ravine nommée Fond-Placide qui borde le pied sud-est du morne La Plaine (altitude 140 m). Cet affleurement est probablement abaissé par faille dans la mesure où il est situé 100 à 150 m plus bas que tous les autres affleurements connus, en bordure d'une limite morphologique majeure.

Parmi ces derniers citons les faciès relativement altérés du bord de la petite route qui grimpe au quartier La Plaine des Anses-d'Arlets (quartier Cocoyer, altitude 280 m), du point coté 261, 1 km plus au Sud, et du quartier Bois-Carré, 2 km à l'Est du même quartier La Plaine.

Le faciès-type est une andésite acide ( $\text{SiO}_2 = 60,50 \%$ ) relativement peu potassique ( $\text{K}_2\text{O} = 1,33 \%$ ) qui ne montre aucune particularité chimique notable pour les éléments majeurs.

La lave est porphyrique et contient comme phénocristaux :

- de l'hyperstène riche en petites inclusions de minéraux opaques ;
- deux types de hornblende (des petites pargasites, et une amphibole de type édénite – ferro-édénite partiellement déstabilisée) ;
- du labrador (minéral dominant) à zonation oscillatoire ;
- des minéraux opaques de titanomagnétite et hémioilménite ;
- quelques quartz millimétriques stables ;

– des grenats subautomorphes, rouge foncé, de diamètre parfois centimétrique. Très poecilitiques, ils renferment des inclusions de plagioclase, ferrohypsthène, minéraux opaques, apatite et quartz. Insolubles, ils sont entourés d'une auréole réactionnelle principalement composée d'orthopyroxène et de plagioclase calcique (bytownite).

La mésostase de cette lave contient de l'orthopyroxène des oxydes de fer-titane, de très nombreux microlites de plagioclase (andésine-labrador) et enfin, du verre rhyolitique en petite quantité.

### Age

L'âge de cet épisode volcanique n'a pas été chiffré. On pense qu'il apparaît dès le début du nouveau cycle volcanique vers 3 Ma. En toute rigueur, qu'il puisse être plus ancien jusqu'à la contemporanéité avec le volcanisme à grenat de Gros-Ilet (âge 6,5 Ma), ne peut être pour le moment exclu.

### Cycle éruptif des Roches-Genty et du morne Réduit

On rattache à l'activité d'un centre éruptif à l'aplomb des Roches-Genty (Sud-Est des Anses-d'Arlets) toute une série de formations volcaniques, bien représentées au Sud-Ouest d'un axe Anses-d'Arlets – le Diamant, dont les mises en place s'enchaînent, sans discontinuités majeures. Le cycle éruptif débute avec des brèches de débouillage hétérogènes d'origine hydromagmatique qui annoncent les importants écoulements pyroclastiques, largement ponces, de la Dizac.

L'activité explosive s'achève par la mise en place de brèches à éléments lithiques riches en cumulats, puis à nouveau de coulées de ponces. Ces épisodes éruptifs, tous notés <sup>4</sup>B, sont différenciés sur la carte à l'aide de surcharges.

L'activité volcanique passe à un stade effusif qui conduit à l'édification des reliefs des mornes Clochette et Macabou (<sup>4</sup>α).

Le volcan péleén du morne Réduit, situé au Nord des Anses-d'Arlets, appartiendrait également à cette phase. Il sera cependant décrit à part en raison de son caractère autonome et de sa position éloignée. Le cycle éruptif s'achève avec la mise en place de dômes et de coulée de lave massive d'andésite riche en hornblende (<sup>4</sup>αhb) dont les Roches-Genty elles-mêmes.

## Centre éruptif des Roches-Genty

### 4B. Episodes explosifs initiaux

● **Brèche de débouillage.** A la base des coupes qui ont été levées sur le flanc méridional du morne Clochette, on rencontre une brèche polygénique riche en blocs d'andésite sombre arrachée au substratum miocène. Cette brèche de débouillage alterne avec des passées plus ponceuses correspondant à des venues magmatiques plus franches. Au Nord de la Charmeuse, elles atteignent 70 m d'épaisseur. Au Nord de l'Anse-Caffard et au Nord-Est des Anses-d'Arlets, face au carrefour des routes D6 et D7, les affleurements sont réduits à quelques mètres.

On considère qu'il s'agit là d'un dépôt essentiellement phréatomagmatique correspondant à l'ouverture du cratère des Roches-Genty

● **Brèche ponceuse et à éléments massifs de la Dizac.** C'est en amont de l'habitation de la Dizac, située à l'WSW du bourg du Diamant, que la formation est la plus développée. On peut observer facilement ses différents faciès dans les carrières de "sable", exploitées ou non, situées près du Diamant et à proximité immédiate de l'habitation Dizac, et le long de la route D6 joignant le Diamant aux Anses-d'Arlets.

Vers la base et vers la périphérie de la formation (Est du Diamant, petite route vers l'hôtel Diamond Rock et la pointe du Marigot), les dépôts sont quasi exclusivement ponceux. Les ponces sont des andésites ( $\text{SiO}_2 = 56,6 \%$ ) peu porphyriques à orthopyroxène et hornblende. En faciès proximal, on reconnaît des brèches grossières de coulées de ponces à blocs pluridécimétriques, d'épaisseur plurimétrique. En faciès distal, les dépôts sont lités, horizontaux, et font alterner niveaux cendreaux et niveaux riches en lapilli.

Des séquences granoclassées inverses suggèrent des dépôts effectués sous l'eau. Plus on monte dans la formation, plus les dépôts contiennent de blocs massifs et scoriacés. On observe ainsi des brèches grossières de nuées ardentes (*s.l.*), sur les séquences litées, fines, le long de la route D6 au Sud-Ouest du quartier Morne-Blanc.

Les blocs, qui peuvent être pluridécimétriques à métriques, sont : des andésites à orthopyroxène, hornblende verte et rares fantômes d'olivine ; des andésites à deux pyroxènes, hornblende, olivine saine plus ou moins abondante et petites enclaves grenues.

● **Brèche phréatomagmatique riche en cumulats magmatiques du quartier Petite-Anse.** Le sommet de la séquence bréchique ponceuse puis lithique de la Dizac est constitué par une brèche extrêmement hétérogène, grossière, riche en blocs de "cumulats". Elle correspond à un événement phréatomagmatique profond qui prélève abondamment faciès grenus et fragments du substratum au niveau de l'aquifère le plus bas impliqué dans l'éruption. Ce type de dynamisme hydro-magmatique "*per descensum*" est classique des éruptions de type vésuve 79A.D. *s.l.*, qui débutent par des émissions de ponces et s'achèvent par des déferlantes lithiques riches en xénolites. (cf. par exemple Sheridan *et al.*, 1981).

Les cumulats sont réellement spectaculaires par la dimension des blocs (les diamètres pluridécimétriques ne sont pas rares), les litages visibles, et la taille pluricentimétrique de certains minéraux. Il s'agit de roches basiques grenues à plagioclase calcique (anorthite), orthopyroxène ou clinopyroxène partiellement à totalement transformés en grandes amphiboles noires, poecilites, et minéraux ferro-titanés (deux générations, l'une précoce anté-pyroxène, l'autre tardive post-amphibole).

Cette formation bréchique hétérogène, non classée, qui sur le plan textural ressemble à un lahar, affleure à l'Est des Roches-Genty et du morne Macabou. Elle constitue plus précisément une bonne part des crêtes joignant ces reliefs aux mornes Larcher et Clochette impliquant des épaisseurs de dépôt de plus de 50 m.

Des témoins en sont connus vers le Nord à flanc des mornes La Plaine et Bigot.

On est tenté de reconnaître, là, les témoins d'un anneau de tufs de type maar, centré sur l'ensemble Genty – Macabou.

● **Coulée de ponces terminale.** On peut vérifier sur le flanc oriental du morne Macabou, que les faciès bréchiques à cumulats sont directement recouverts par des brèches grossières typiques d'un écoulement pyroclastique. Le magma juvénile est représenté par des ponces, parfois pluridécimétriques, fibro-radiées, riches en hornblende verte. On note la présence de xénolites d'andésite à clinopyroxène probablement originaires du substratum miocène.

4 $\alpha$  ; 4B $\alpha$ . **Episodes intermédiaires essentiellement effusifs, d'andésite à hypersthène.** Après la mise en place des dernières coulées de ponces 4B, trois reliefs vont s'édifier, impliquant un magma andésitique porphyrique à orthopyroxène et hornblende, mais contrairement aux épisodes antérieurs et postérieurs, cette dernière est

largement déstabilisée en granules de minéraux opaques. Le clinopyroxène, quand il est présent, est rare.

● **Le morne Clochette**, situé au Nord du morne Larcher, se présente comme un dôme de lave associant faciès massifs et bréchiques. Sa cheminée d'alimentation est recoupée par la ravine du quartier Anse-Caffard. Il s'agit d'une lame intrusive bréchique, d'épaisseur pluri-décamétrique, apparemment orientée N20°, constituée de blocs d'andésite de texture hyaloporphyrrique.

● **Le morne Macouba**, comme le morne Clochette, est entièrement constitué de faciès massifs et bréchiques de la même andésite claire à orthopyroxène et hornblende. Ses coulées atteignent les Anses-d'Arlets. Vers le Sud, on les retrouve en boutonnière sous les dépôts phréatomagmatiques (9B) du morne Larcher, côté quartier Petite-Anse.

● **Le morne Jacqueline**, symétrique du morne Macouba par rapport aux Roches-Genty, présente une géologie nettement plus complexe. Seuls ses premiers dépôts nous intéressent ici, qui affleurent sous forme de brèches pyroclastiques plus ou moins homogènes et monogéniques au niveau de l'anse Chaudière.

<sup>4</sup>Bhb ; <sup>4</sup>αhb. **Stade effusif final**. A part des dépôts de cendres et scories (<sup>4</sup>Bhb) localisés au pied méridional des Roches Genty, et qui probablement en annoncent la mise en place, toutes les formations laviques relatives à cet épisode sont massives (<sup>4</sup>αhb).

Il s'agit de dômes, comme aux Roches-Genty et aux mornes Jacqueline et Champagne, et de coulées épaisses (environ 100 m) tel le morne Bellevue (point coté 226 entre les Anses-d'Arlets et Roches-Genty). Des affleurement plus isolés, au Nord du morne Macabou, font également partie de l'ensemble.

Sur le plan pétrographique, la lave est une andésite acide (SiO<sub>2</sub> compris entre 58,30 et 61,10 : Roches-Genty et morne Champagne) voire une dacite (une analyse à SiO<sub>2</sub> = 63,92 %, provenant du morne Champagne). La lave est porphyrique, composée de 30 à 50 % de phénocristaux (plagioclase, hornblende verte, minéraux opaques, rares quartz, clinopyroxène et olivine instable). Les deux faits marquants sont la taille parfois centimétrique des hornblendes et l'abondance des enclaves pluricentimétriques, arrondies, de lave basique sombre (SiO<sub>2</sub> compris entre 52 et 55 %) à petites baguettes d'amphibole très abondantes (enclaves congénères).

Cette étroite association lave/enclave, que l'on observe également dans le massif du Carbet, au morne Larcher, au rocher du Diamant..., et les particularités minéralogiques qui l'accompagnent, sont interprétées par l'ensemble des auteurs (Westercamp, 1979 ; Gourgaud et Bourdier, 1982 ; Coulon *et al.*, 1984) en termes de mélange de magma.

C'est le morne Champagne qui, en raison de son association avec le célèbre basalte à quartz de la pointe Burgos (voir plus loin), a fait l'objet des études analytiques le plus complètes. Pour plus de détail on se réfèrera aux travaux des auteurs cités ci-dessus.

**Age.** L'âge de cette phase volcanique est discuté ci-après.

### **Volcan du morne Réduit**

Le volcan du morne Réduit occupe l'extrémité nord-occidentale de la presqu'île des Trois-Ilets. Il est centré sur le morne Yoyo, entre le morne Réduit, à l'Ouest, qui donne son nom au volcan et le morne Bigot, à l'Est, point culminant du secteur avec 460 m.

Sa mise en place semble s'inscrire dans le cycle éruptif des Roches-Genty. Plus précisément, elle apparaît contemporaine des épisodes effusifs intermédiaires marqués par l'édification des mornes Clochette, Macabou, et Jacqueline inférieure :

- le volcan alterne coulées de lave massive et nuées ardentes (*s.l.*). La lave produite est comparable à celle des édifices précités tant du point de vue du faciès que de celui de la minéralogie. Il s'agit encore d'andésite porphyrique claire à orthopyroxène très dominant ;
- la principale coulée du volcan du morne Réduit, le plateau du morne Bigot, repose, par l'intermédiaire de tufs scoriacés, sur des coulées de ponces blanches à amphibole et des brèches à cumulats magmatiques appartenant très probablement aux phases explosives initiales des Roches-Genty ;
- les datations K/Ar disponibles renforcent, nous le verrons plus loin en discutant de l'âge des deux systèmes, l'impression de mises en place simultanées.

Les indices cartographiques des formations effusives intermédiaires du complexe éruptif des Roches-Genty sont donc adoptés ici. Le caractère autonome du volcan sur le plan géographique rend préférable, en revanche, une description séparée.

**4α. Coulée de lave massive.** Les coulées de lave se marquent dans la topographie sous forme de crêtes molles. Elles sont massives et d'épaisseur pluridécamétrique ainsi qu'on peut le vérifier dans les falaises marines qui constituent la côte entre la pointe Blanche et le cap Salomon. Le morne Bigot est une butte témoin d'une coulée massive d'environ 50 m d'épaisseur. Sa position élevée par rapport à la partie centrale du volcan (elle domine le morne Réduit de plus de 150 m), et la présence tout au long de son pied occidental de laves mylonitisées, suggèrent qu'une partie du volcan (son quart ouest) s'est effondré.

**4B. Brèche pyroclastique et de remaniement.** N'ayant pas fait l'objet d'études spécifiques, les formations bréchiques associées aux unités laviques massives ne sont pas différenciées sur la carte géologique :

– les faciès primaires grossiers, tels ceux qu'on peut observer dans les falaises à droite de la route lorsqu'on descend sur les Anses-d'Arlets, ont un aspect de brèche grossière de nuée ardente de type Pelée 1903-1929 ;

– les faciès primaires fins bien repérés sont des couches parfois d'épaisseur plurimétrique de lapilli scoriacés qui recouvrent indifféremment des coulées de lave massive <sup>4α</sup> (secteur nord-ouest du Gros Morne, partie septentrionale du volcan), <sup>ραμ2ε</sup> (pied du morne Leone, secteur SSW du morne Bigot), des brèches ponceuses non différenciées (morne Mathurin, 1,5 km à l'Est de Grande-Anse d'Arlets), ou des formations à cumulats typiques du cycle explosif initial des Roches-Genty (également notées <sup>4B</sup>) ;

– les brèches de remaniement ont surtout été observées entre la pointe Blanche et le cap Salomon, sous les coulées de lave massive qui arment la falaise cotière. On peut reconnaître de loin des brèches d'origine fluviatile à stratifications entrecroisées et des brèches caractéristiques des abattages de falaise sous l'action des vagues.

### **Age des volcans morne Réduit et Roches-Genty**

Il convient de discuter ensemble de l'âge de ces deux systèmes volcaniques dans la mesure où les données de terrain suggèrent une contemporanéité de mise en place entre le volcan du morne Réduit et les appareils effusifs intermédiaires des Roches-Genty.

Sur ce volcanisme on dispose de trois datations au potassium-argon :

- un âge à  $2,02 \pm 0,20$  Ma (éch. 17) obtenu aux dépens d'une scorie ponceuse appartenant aux brèches de la Dizac (épisodes explosifs initiaux des Roches-Genty) ;
- un âge "isochrone" de  $2,57 \pm 0,15$  Ma (éch. 23) pour le morne Bigot, géologiquement plus jeune ;
- un âge de  $3,47 \pm 0,20$  Ma (éch. 32) obtenu sur hornblende séparée d'une ponce de la Dizac (probablement même gisement que l'éch. 17).

L'absence de recouvrement entre ces âges, la bonne qualité des mesures à l'origine de l'isochrone comparée aux faibles teneurs en argon radiogénique du premier échantillon, le problème posé par les âges sur hornblende systématiquement surévalués, conduisent à situer l'ensemble du volcanisme en question entre 3 (?) et 2,4-2,3 Ma.

Il serait donc contemporain de la 2ème phase d'activité effusive du grand volcan-bouclier du morne Jacob situé quelque 40 km plus au Nord.

On abandonne donc l'hypothèse émise antérieurement (Westercamp et Tazieff, 1980) d'une mise en place très récente (inférieure au million d'années) de ce volcanisme, postérieurement aux (et en contrebas des) andésites basaltiques du morne La Plaine.

### Volcanisme basique du morne La Plaine

88. **Coulée massive d'andésite basaltique à augite et olivine.** D'épaisses coulées de lave massive basique, profitant d'un rejeu de la tectonique régionale transverse NE-SW qui coupe la presqu'île des Trois-Ilets en deux, se mettent en place à cheval sur les coulées du morne Pavillon ( $\rho\alpha m2e$ ) et sur les dômes et dômes-coulées d'andésite à grenat de Galocha ( $3\alpha gr$ ). Elles constituent maintenant les vastes buttes-témoins du morne La Plaine et du plateau de l'Atalante au Sud-Est du morne Bigot.

La lave est une andésite basaltique ( $SiO_2 = 53,80\%$ ) magnésienne ( $MgO = 8,65\%$ ) porphyrique, constituée de phénocristaux d'hypersthène fortement pléochroïque, de plagioclase calcique, d'olivine automorphe peu altérée, de minéraux opaques et d'augite, emballés dans une pâte pilotaxitique constituée des mêmes minéraux et de verre.

#### Age

Une datation par la méthode du potassium-argon a été réalisée sur un échantillon de cette andésite basaltique. L'âge de  $1,15 \pm$

0,20 Ma obtenu est en accord avec sa position stratigraphique, puisque localement (quartier Mapu, sur le flanc occidental) les coulées recouvrent des tufs à cumulats reliés au volcanisme des Roches-Genty (âge estimé entre 3 et 2,3 Ma). Toutefois, en raison d'une teneur de l'échantillon en argon radiogénique inférieure à 10 %, il ne peut être considéré comme fiable.

### **Axe volcanique pointe Burgos – rocher du Diamant**

Le volcanisme le plus récent de la presqu'île des Trois-Ilets, si l'on excepte le petit volcan strombolien basaltique de l'îlet à Ramiers (voir plus loin), est sous le contrôle d'un axe fissural majeur de direction NW-SE. Quatre appareils aux dynamismes éruptifs et à la pétrographie très différentes, mais à l'âge de mise en place et à la complexité minéralogique très comparables, s'édifient. Il s'agit du Nord vers le Sud :

- du cône strombolien de la pointe Burgos et de sa coulée de basalte à xénocristaux de quartz ;
- du pipe andésitique à flanc du morne Jacqueline ;
- du petit stratovolcan andésitique du morne Larcher ;
- du dôme dacitique du rocher du Diamant.

### **Pointe Burgos**

**9βq. Basalte à xénocristaux de quartz** . Si Lacroix (1904) découvre le basalte à xénocristaux de quartz de la pointe Burgos (entre les deux anses d'Arlets), c'est Giraud (1918) qui en propose les premiers contours géologiques et remarque qu'il s'agit d'une des formations éruptives les plus récentes du Sud-Ouest de l'île.

Les rapports entre le volcanisme de la pointe Burgos et les appareils limitrophes, notamment le dôme andésito-dacitique du morne Champagne, sont établis par Westercamp (1972) qui apporte les premières données pétrologiques et minéralogiques détaillées et interprétations magmatologiques en termes de "mélanges de magma" (Westercamp, 1979 ; Westercamp et Tazieff 1980). Ces questions sont par la suite précisées par Gourgaud et Bourdier (1982) et Clocchiatti (données analytiques non publiées).

Contre le dôme du morne Champagne (cf. *supra*) s'ouvre une bouche basaltique qui construit un cône de cendres et scories (bien visible alentour de la pointe Burgos s.s. Une coulée de lave massive

s'échappe du cône vers le Nord où on la voit recouvrir une brèche à blocs issue du morne Champagne. La partie centrale du cône est affectée enfin par une explosion probablement phréatique qui rouvre un cratère de 150 m de diamètre à travers la coulée de basalte.

Le basalte qui constitue scories et laves massives, est caractérisé par la présence d'environ 4% de xénocristaux de quartz parfois spectaculaires (jusqu'à 2 cm de diamètre), répartis uniformément dans la roche. De ce fait, la lave a une composition chimique globale d'andésite ( $\text{SiO}_2 = 54,23\%$ ). Elle est modérément porphyrique à texture fluidale orientée, les phénocristaux sont représentés par :

- des xénocristaux de quartz sus-mentionnés et leurs auréoles réactionnelles de plagioclase et d'augite, de rares grands xénocristaux arrondis de plagioclase oligoclase ceints de bytownite, et de xénocristaux de cordiérite plus rares encore ;
- des plagioclases, montrant fréquemment trois stades de croissance (une zone centrale claire à composition d'andésine ; une bande d'aspect chagriné, fortement lacunaire à charpente de labrador ; une zone externe claire, peu épaisse de composition bytownitique) ;
- des agrégats ou cristaux isolés de clinopyroxène (coeur de diopside chromifère et bordure de salite) et de rares microphénocristaux d'orthopyroxène. Ce dernier minéral apparaît également en bordure d'olivine ;
- de l'olivine peu abondante passablement magnésienne (Fo 88 à Fo 83), peu zonée et incluant des petits cristaux de spinelle chromifère de couleur brune.

La mésostase est constituée de plagioclase labrador, de salite, d'orthopyroxène, d'olivine peu magnésienne, et de magnétite.

On regarde une telle lave comme le résultat d'un mélange mécanique dans la proportion approximative 9 : 1 entre un basalte et une dacite (ou rhyodacite). Ce phénomène se produit lorsque le magma basaltique montant vers la surface traverse une chambre magmatique dacitique ou un stock (batholite ?, coupole ?) de diorite non encore refroidi.

**Age.** Une datation par la méthode du potassium-argon a été réalisée sur le basalte à xénocristaux de quartz de la coulée de lave. Un âge de  $1,72 \pm 0,20$  Ma, extrêmement peu fiable (moins de 2% d'Ar radiogénique), a été recalculé (J.C. Baubron). Comparé à la fraîcheur morphologique du cratère, il pourrait être surestimé.

Notons que la nature du basalte, et sa position dans le prolongement de l'axe tectonique NE-SW qui a contrôlé la mise en place des coulées basiques du morne La Plaine, permettrait de lier ces deux éruptions (s.l.) à un même épisode volcano-tectonique.

### **Morne Jacqueline**

**9α. Pipe andésitique à flanc du morne.** Ce qui en reste affleure le long de la mer à l'Ouest du morne Jacqueline sur environ 200 m. Il s'agirait d'une brèche, riche en enclaves de cumulats gabbroïques ( $\text{SiO}_2 = 41,60\%$ ) à plagioclase, olivine et deux pyroxènes, bordée par un dyke alimentant une coulée sommitale d'andésite ( $\text{SiO}_2 = 55,30\%$ ) à clinopyroxène, orthopyroxène, et hornblende partiellement altérée en minéraux opaques.

### **Morne Larcher**

Le morne Larcher, un petit stratovolcan aux formes bien conservées, constitue le relief le plus méridional de la presqu'île des Trois-Îlets. Son édification peut se subdiviser en trois phases :

**9α. Premières coulées de laves massives.** Elles illustrent la première phase d'activité connue du morne Larcher, et affleurent en falaise sur plus d'un kilomètre, le long de la grève de la pointe du Diamant.

La roche est une andésite ( $\text{SiO}_2 = 57,60\%$ ) porphyrique à phénocristaux de plagioclase, quartz à auréole réactionnelle ou transformé en résidus plus ou moins fondus, clinopyroxène, orthopyroxène peu pléochroïque, hornblende abondante, brune, cerclée de minéraux opaques, rares biotites et olivines largement déstabilisées, et cordiérite.

L'hétérogénéité de la lave est, à une autre échelle, également remarquable. Elle s'exprime sous forme d'enclaves arrondies ; de basalte hyalodoléritique riche en hornblende ; de diorite quartzique à orthopyroxène et biotite ; d'amandes parfois décimétriques de quartz granoblastique.

**9B. Brèches d'origine phréatomagmatique.** Elles constituent l'essentiel du cône volcanique. Côté sud, elles reposent sur les coulées de lave inférieure 9α, et côté nord, sur le substratum massif altéré αhb.

On groupe ici les faciès de type maar et les nuées ardentes de type Saint-Vincent reconnus par Gourgaud et Bourdier (1982) :

– les premiers sont bien représentés dans la petite carrière de "sable" ouverte au Sud du village de Petite-Anse, ainsi que sous le belvédère, le long de la route de la pointe du Diamant. Cette formation polygénique et stratifiée se caractérise par une alternance de niveaux grossiers à lapilli, blocs massifs, bombes en chou-fleur, et de niveaux cendreux. Les figures de déferlantes sont peu marquées mais fréquentes ;

– les deuxièmes affleurent dans les secteurs nord-est (anse Caffard) sud-ouest (pointe Maurice, au Sud de Petite-Anse) et ouest (Petite-Anse) du volcan. Dans la carrière de l'anse Caffard on peut distinguer plusieurs unités, séparées par des niveaux cendreux plus ou moins continus. Chaque unité alterne niveaux très grossiers à bombes en chou-fleur, scories et blocs variés, et blocs trempés à la base, et niveaux plus fins (lapilli et petits blocs).

Du point de vue pétrographique on reconnaît deux pôles magmatiques, l'un sombre basique, l'autre clair acide. Les mélanges imparfaits entre ces deux pôles (scories et blocs rubanés) ne sont pas rares. Des études minéralogiques détaillées auxquelles nous renvoyons (Gourgaud et Bourdier, 1982. ; Maury *et al.*, 1985 ; Coulon *et al.* 1984), ont été réalisées sur ces produits. Elles donnent des précisions sur les processus de mélange magmatique qui gouvernent les caractéristiques pétrographiques des laves.

**<sup>9</sup>ap. Phase effusive finale.** Elle fait suite à l'activité explosive hydro-magmatique une fois "consommée" l'eau souterraine disponible. Des coulées de lave massive conservées au niveau de la Croix-Diamant (marqué Calvaire sur la carte 1/50 000) sont émises. Elles sont recoupées par la petite route de la pointe du Diamant.

Enfin un système de dômes massifs achève de sceller le cratère de type maar qui se devait d'exister à l'aplomb du volcan au moment de l'activité phréatomagmatique. Les contacts entre les deux unités sont largement masqués par des éboulis.

Ces laves terminales, de teinte rouge à violacée, sont très porphyriques. On y reconnaît des mégacristsaux de plagioclase caractérisés par les trois stades de croissance déjà décrits à propos du basalte à xénocristsaux de quartz de la pointe Burgos (<sup>9</sup>βq), des quartz à auréoles réactionnelle de clinopyroxène, deux pyroxènes, de la hornblende (pargasite) et de la biotite, de l'olivine iddingsitisée

auréolée de minéraux opaques ou de pyroxène, de la cordiérite. Ces minéraux sont englobés dans une mésostase constituée de microlites de plagioclase calcique, de titanomagnétite d'hémoilménite, de clinot- et d'orthopyroxène et de verre résiduel de composition rhyolitique.

Une autre caractéristique est l'abondance des enclaves congénères arrondies, centimétriques à décimétriques de basalte hyalodoléritique à hornblende. Elles témoignent, comme pour les faciès antérieurs de phénomènes de mélange de magma.

### **Rocher du Diamant**

90α. **Dôme massif de dacite à hornblende et quartz.** Cet îlot de 300 m de diamètre et 176 m de haut, situé 2 km au large de la pointe du Diamant, est la partie interne d'un dôme de lave dont la carapace bréchique a été dégagée par l'érosion. On peut observer à la base de l'édifice une brèche polygénique, grossièrement stratifiée, qui pourrait représenter les restes d'un anneau de tufs phréatomagmatiques.

La masse de l'îlot est le résultat d'un mélange mécanique entre un magma clair de composition dacitique ( $\text{SiO}_2$  compris selon les analyses entre 66,60% et 64,44%) et un magma basique représenté par des enclaves congénères ( $\text{SiO}_2$  compris, selon les enclaves, entre 47,60% et 54,30%) plus ou moins étirées et disloquées.

La dacite est porphyrique, à phénocristaux de quartz, de plagioclase, de hornblende et d'hypersthène, emballés dans une mésostase quartzo-feldspathique finement grenue. Le quartz subautomorphe ou arrondi est abondant, contient de l'amphibole et montre des golfes de corrosion caractéristiques. Les amphiboles, brunes ou vertes, sont gainées d'oxyde de fer et résultent de la transformation d'un clinopyroxène. Le plagioclase se présente sous forme de microphénocristaux limpides, ou de gros phénocristaux montrant les trois stades de croissance caractéristiques des "roches de mélange magmatique" : la zone trouble (stade 2) et la bande de cristallisation externe généralement plus basique (stade 3) entourent aussi bien des phénocristaux isolés que des amas de phénocristaux (stade 1) ; certains minéraux opaques sont riches en apatite.

Les enclaves basiques sont typiquement de texture hyalodoléritique et riches en amphiboles aciculaires. On notera également la présence d'enclaves grenues de diorite quartzique (plagioclase, hornblende, quartz de cristallisation finale) qui pourraient selon Westercamp (1979) témoigner de l'état initial du pôle magmatique

acide (batholite ou coupole dioritique subcristallisée : c'est-à-dire à une température proche du solidus) avant l'intrusion du magma basique.

**Age.** Une datation absolue par la méthode du potassium-argon a été réalisée sur un bloc de la dacite du rocher du Diamant. Un âge peu fiable de  $0,97 \pm 0,20$  Ma (éch. 6) a été obtenu.

### Volcanisme de Rivière-Salée

$^{10}\alpha\text{hb}$  ;  $^{10}\text{Bq}$ . **Volcanisme acide de Rivière-Salée.** De part et d'autre de Rivière-Salée, à l'entrée nord-orientale de la presqu'île des Trois-Ilets, affleurent des produits volcaniques acides, clairs, qui tranchent avec les coulées d'andésite sombre habituelles.

Au Nord-Ouest du bourg, le quartier La Fayette est édifié sur une coulée de lave massive d'une dizaine de mètres d'épaisseur, constituée par une andésite acide ( $\text{SiO}_2 = 61,30\%$ ) porphyrique à phénocristaux d'orthopyroxène, hornblende, rares quartz et biotite. On note la présence de petites enclaves congénères.

Au Sud-Est du bourg, de part et d'autre de la route D8 montant vers Desmarinières, affleurent des brèches indurées riches en petites ponces claires de dacite ( $\text{SiO}_2 = 61,50\%$ ) porphyrique à quartz, hornblende verte, orthopyroxène et rare biotite. Le centre d'émission probable est marqué par la présence de blocs massifs d'une roche un peu plus basique (il s'agit d'andésite à  $60,0\%$  de  $\text{SiO}_2$ ) à rares quartz corrodés, hornblende (déstabilisée en un agrégat de plagioclase, minéraux opaques, ortho- et clinopyroxène) et hypersthène. Ce faciès contient des enclaves arrondies d'andésite ( $\text{SiO}_2 = 59,0\%$ ) hyalodoléritique riche en hornblende, du type de celles déjà décrites ailleurs dans la presqu'île, qui témoignent du magma "déclencheur" de l'éruption. On lie à cette éruption acide, très mineure quant aux volumes de lave mis en jeu, les couches discontinues de cendres fines, claires, à quartz, qu'on peut observer au sommet des déblais de la RN5 entre Rivière-Salée et les Côteaux.

### Age

L'importance que cette formation acide pouvait revêtir dans l'évaluation du potentiel géothermique de haute température de la région du Lamentin, a conduit à dater un des blocs massifs du C.E.S.

en réalisant une isochrone potassium-argon. L'âge de  $0,63 \pm 0,10$  Ma obtenu (éch. 3) est en accord avec la position stratigraphique élevée des dépôts.

### Volcanisme de l'îlet à Ramiers

<sup>12</sup>80l. **Cône strombolien basaltique de l'îlet à Ramiers.** Cet îlot de 200 m de diamètre pour 39 m de hauteur, est situé 1,5 kilomètre à l'Ouest de l'anse à l'Ane, le long de la côte nord-ouest de la presqu'île des Trois-Ilets.

Il s'agit d'un petit cône strombolien, visiblement récent (quelques centaines de milliers d'années tout au plus), fait d'une alternance de retombées de scories rougeâtres et de coulées de lave massive.

La lave est un basalte ( $\text{SiO}_2 = 47,20\%$ ) fortement magnésien ( $\text{MgO} = 13,56\%$ ) très riche en olivine à inclusions de spinelle, et rares xénocristaux de quartz à auréole réactionnelle de clinopyroxène.

Il pourrait jalonner un accident tectonique de direction NE – SW, comme l'ensemble de coulées du morne La Plaine dont il est proche sur le plan magmatologique. C'est du moins ce que suggère la morphologie de la côte nord-occidentale de la presqu'île des Trois-Ilets, qui lui fait face.

### COMPLEXE VOLCANIQUE DES CARBETS

On regroupe au sein d'un vaste volcan composite, *le complexe volcanique des Carbets*, les formations laviques qui se sont mises en place au cours du Pléistocène sur le flanc occidental du volcan-bouclier du morne Jacob à partir de centres éruptifs placés principalement à l'aplomb des actuels pitons du Carbet. En plus des produits liés ou prémonitoires à la mise en place de ces derniers, on place ici les coulées d'andésite massive de Fort-de-France qui jusqu'à présent (Westercamp et Tazieff, 1980) étaient rattachées à l'activité du morne Jacob.

Ainsi redéfini, le complexe volcanique des Carbets est un des trois grands édifices volcaniques de l'île avec la montagne Pelée et le volcan-bouclier du morne Jacob. Il culmine au piton Lacroix à 1 196 m d'altitude tandis que six autres de ses sommets dépassent 1 000 m. Les produits grossiers de ses éruptions sont limités au Sud par la baie de Fort-de-France, à l'Ouest par la mer des Caraïbes, au

Nord par la plaine Saint-Pierre – Morne-Rouge et à l'Est par les contreforts du morne Jacob. Ce système éruptif se caractérise par une grande diversité, tant dans la nature pétrographique des laves émises et leur minéralogie, que dans les phénomènes volcaniques qui sont à leur origine.

Ses premières manifestations, des coulées de ponces dacitiques riches en quartz (5B), ont lieu après une période de récession du volcanisme (suite à l'activité du morne Jacob) longue de quelques centaines de milliers d'années seulement. Suivent toute une série de brèches pyroclastiques et leurs produits de remaniement (6B) en liaison avec des dômes andésitiques centraux (6α). Cette phase d'activité du volcan des Carbets ressemble fortement à l'activité récente de la montagne Pelée. L'événement suivant marque un changement radical dans le style dynamique du volcan. D'épaisses coulées d'andésite massives envahissent les basses plaines de Fort-de-France au cours de deux épisodes bien distincts (7α1 et 7α2).

Ce nouvel influx de magma finit par réactiver (?) la chambre magmatique en cours de refroidissement de l'édifice péleén antérieurement établi ; des coulées pyroclastiques variées d'andésite et dacite à hornblende et quartz (8B) sont émises et les premiers dômes centraux importants, de même nature, s'édifient. Enfin l'activité s'achève, probablement déclenchée à la suite d'une nouvelle réalimentation de la chambre magmatique dacitique en basalte profond, par la mise en place des spectaculaires pitons centraux du Carbet et de quelques coulées de lave très épaisses (9abi, 9B). Comparée à celle des événements précédents, la lave qui les constitue est caractérisée par l'abondance des phénocristaux de quartz et le remplacement partiel de la hornblende par la biotite. D'épaisses formations conglomératiques résultent de l'érosion du massif, érosion qui agit aussi bien pendant son édification (8C), qu'après (9C).

**5B. Coulées de ponces inférieures riches en quartz.** Des dépôts indurés, voire soudés, de brèches grossières de coulée de ponces, affleurent sur une quinzaine de mètres d'épaisseur en rive gauche de la rivière du Carbet, entre Fonds-Saint-Denis et le Petit-Piton. Elles sont directement recouvertes par les écoulements andésitiques dus aux phases d'activité péleénne antérieures au volcanisme effusif de Fort-de-France. Par rapport aux dacites qui se mettront en place ultérieurement (phases pitons du Carbet), le composant juvénile possède des quartz particulièrement nombreux aux côtés de la hornblende et de l'orthopyroxène. Bien que le magma n'ait pas été analysé sur le plan chimique, il s'agit probablement de dacite.

Des dépôts discontinus de coulée de ponces comparables affleurent dans le thalweg des rivières Duclos, Dumauzé et Case-Navire, de part et d'autre de la Fontaine-Didier (entre les pitons du Carbet et Fort-de-France).

Il est probable qu'une partie (voire la majorité) des argiles rouges à quartz automorphe qui recouvrent de façon très irrégulière et dispersée la surface des produits du volcan-bouclier du morne Jacob, dans la partie orientale de l'île (se reporter à la section "Formations superficielles"), proviennent du remaniement et de l'altération de la retombée des nuages volcaniques qui se développaient au-dessus des brèches ponceuses grossières d'écoulement.

### Edifice péleén du Carbet Ancien

Assez tôt dans l'activité de ce premier volcan, des coulées de débris et des lahars (<sup>6</sup>B) qui nappent largement la morphologie antérieure se mettent en place. Ces brèches, qui étaient jusqu'à présent rattachées au volcanisme du morne Jacob (cf. Westercamp, 1972 et Westercamp et Tazieff, 1980), résulteraient en grande partie de vastes effondrements du flanc occidental de ce dernier édifice, provoqués par l'arrivée en surface des premiers magmas, et le rejeu de failles régionales (cf. section "tectonique").

Le volcan péleén du Carbet Ancien s'édifie alors au coeur du ou des hypothétiques cratères d'avalanche ainsi ouverts. En aval d'un complexe de coulées de lave et dômes massifs (<sup>6</sup>α) sont distribuées nuées ardentes, projections et coulées de ponces (<sup>6</sup>B), et conglomérats (<sup>6</sup>C). La répartition des dépôts reflète l'influence de trois vallées dirigées respectivement vers le Carbet, Case-Pilote et Fort-de-France.

Un tel comportement éruptif est typiquement péleén. La ressemblance entre les deux volcans concerne également la pétrographie des laves (andésites basiques à acides sans minéraux hydroxylés, dans les deux cas) avec en particulier l'absence des éruptions de dacite à quartz qui marqueront de façon spectaculaire les derniers stades d'activité du complexe volcanique.

**<sup>6</sup>B. Lahars et coulées de débris.** Ils sont omniprésents le long de la route côtière nord-caraïbe entre Schoelcher et Bellefontaine, et constituent de fait une large part du flanc occidental du massif des Carbets.

Ces brèches non litées sont constituées de blocs plus ou moins arrondis, parfois plurimétriques, d'andésite sombre à deux pyroxènes et d'andésite claire à hypersthène dominant, emballés dans une matrice cendro-argileuse abondante. De façon un peu schématique on considère que le premier faciès pétrographique est originaire des formations du morne Jacob (il s'agit donc d'enclaves entraînées ou englobées dans la brèche au moment de sa mise en place), et que le faciès clair représente le magma juvénile qui préside à l'édification du Carbet Ancien.

Généralement, les lahars s'empilent en unités plus ou moins discordantes de quelques mètres d'épaisseur seulement, mais à Bellefontaine la coulée de débris qui constitue la falaise au Sud du bourg atteint 80 m d'épaisseur.

A l'intérieur du massif (p. ex. région nord de Case-Pilote, crête du morne Bois-d'Inde entre les rivières Duclos et Bourlet) les brèches de lahar et de coulée de débris homogènes ou en unités empilées atteignent quelques centaines de mètres d'épaisseur. Selon les affleurements on remarque la présence de moules externes de troncs et de branches d'arbres, l'intercalation de niveaux de remaniement fluviatile, l'insertion de panneaux de nuée ardente ou de lave ancienne fumerollisée, témoins des masses effondrées dans la partie centrale du massif et entraînées dans les coulées de débris.

Les blocs riches en bois froid au pied de la falaise de Bellefontaine et les dépôts pyroclastiques de type "blast" (brèche homogène à blocs juvéniles jointifs) qui s'intercalent entre les coulées de boue et de débris juste au nord de Case-Pilote (bord de route), suggèrent qu'une partie peut-être importante de ces faciès bréchiques grossiers puisse résulter d'éruption(s) de type Saint-Helens 1980. L'importance des masses mises en jeu (plusieurs km<sup>3</sup>) et leur localisation au pied du flanc caraïbe du massif, cadreraient bien avec une telle origine. Les levés géologiques ayant été effectués avant que cette éruption-clé pour l'interprétation des "brèches de lahar" (*s.l.*) n'ait eu lieu, nous en resterons toutefois là.

**6B. Nuées ardentes, coulées et retombées de ponces.** Quatre vallées, rayonnantes à partir du coeur du massif volcanique vont canaliser les produits de l'activité explosive du Carbet Ancien. On y trouve, superposées de façon plus ou moins complexe, tous les faciès typiques de l'activité d'un volcan andésitique de type peléen.

• **Paléovallée du Nord-Carbet.** Elle débouche sur la mer au niveau de l'anse Turin et peut être suivie vers l'intérieur, jusqu'au quartier Boutbois au pied du grand escarpement sur la rivière du Carbet. Au delà, les dépôts sont largement ennoyés sous les produits plus récents de l'activité des Carbets (8B, 8C, 9C). D'une façon générale, cette vallée recreuse des dépôts de lahar et coulée de débris (6B) entre les deux masses andésitiques anciennes (2α) du morne des Cadets, au Nord, et de Morne-Vert, au Sud.

La falaise de l'anse Turin montre des formations bréchiques variées qui ne peuvent être séparées à l'échelle de la carte. Il s'agit (suivant l'ordre chronologique de mise en place) :

- d'une coulée de scories et blocs massifs noirs et rouges de basalte ou d'andésite basaltique ;
- d'un dépôt plinien à ponces grises riches en enclaves massives oxydées ou non (épaisseur environ 1 m) ;
- d'une alternance de cendres et lapilli, de cinérites, chaque couche bien cimentée et calibrée ; l'épaisseur de cet ensemble ne dépasse pas 1,8 m ;
- d'un lahar cendro-ponceux ;
- d'un dépôt plinien épars de 3 à 4 m de ponces très anguleuses, blanches à roses ;
- d'une coulée des mêmes ponces blanches et roses pouvant dépasser 15 m de puissance.

On notera dans ces deux derniers niveaux, les impacts de boulets de canon (XVIII<sup>e</sup> siècle) (cf. Westercamp et Tazieff, 1980 ; p. 55).

• **Paléovallée du Sud-Carbet.** Son embouchure s'étend du Coin à l'anse Four-à-Chaux, et son tracé se confond avec la bordure septentrionale de l'actuelle rivière Fond-Capot.

La formation dominante est constituée de dépôts de nuées ardentes péléennes de type 1903/1929, primaires (anse de l'hôtel Latitude) ou remaniés par les vagues et rivières de l'époque, en grands ensembles se ravinant les uns les autres.

• **Paléovallée de Case-Pilote.** Sous les nuées ardentes dacitiques 8B qui chapeautent la crête habitation Choiseul – Les Abymes – Savane-Saint-Cyr, reposent, plus ou moins emboîtés les uns dans les autres, des dépôts de nuées ardentes de type Pelée 1903/1929 et des coulées de ponces d'andésite à orthopyroxène.

• **Paléovallée de Fort-de-France.** Avant d'être empruntée et comblée par les coulées d'andésite massive de Fort-de-France (7α), la paléo-

vallée qui entaillait le flanc sud du massif volcanique du morne Jacob constituait déjà l'exutoire principal des produits pyroclastiques et de remaniement du volcan du Carbet Ancien.

Ainsi des dépôts de coulées de ponces, de nuées ardentes à blocs d'andésite massive ..., affleurent au long de cette paléovallée au Nord de Fort-de-France, le long de la route de Fontaine-Didier après le tunnel, dans le fond de la vallée de Case-Navire en contrebas de Balata-Tourtet. La réalisation de l'échangeur routier du quartier Pont-de-Chaine, à Fort-de-France, a permis de dégager des affleurements particulièrement intéressants (fig. 9).

**6C. Conglomérats fluviatiles.** Au long des quatre paléovallées précitées se sont déposés des conglomérats grossiers d'origine fluviale. Ils sont cependant nettement plus développés dans celle de Fort-de-France. Ils affleurent de façon spectaculaire aux alentours de Fontaine-Didier où leur puissance peut dépasser 50 m, et d'une façon générale dans une bande de 5 km de large entre les actuels pitons du Carbet et la ville de Fort-de-France elle-même.

On classe dans cette rubrique, des dépôts boueux à blocs anguleux, peut-être d'anciens glissements de terrains de grande ampleur, qui affleurent au niveau de la pointe des Carrières et entre la Redoute et Fontaine-de-Moutte à l'Est et au Nord-Est de Fort-de-France.

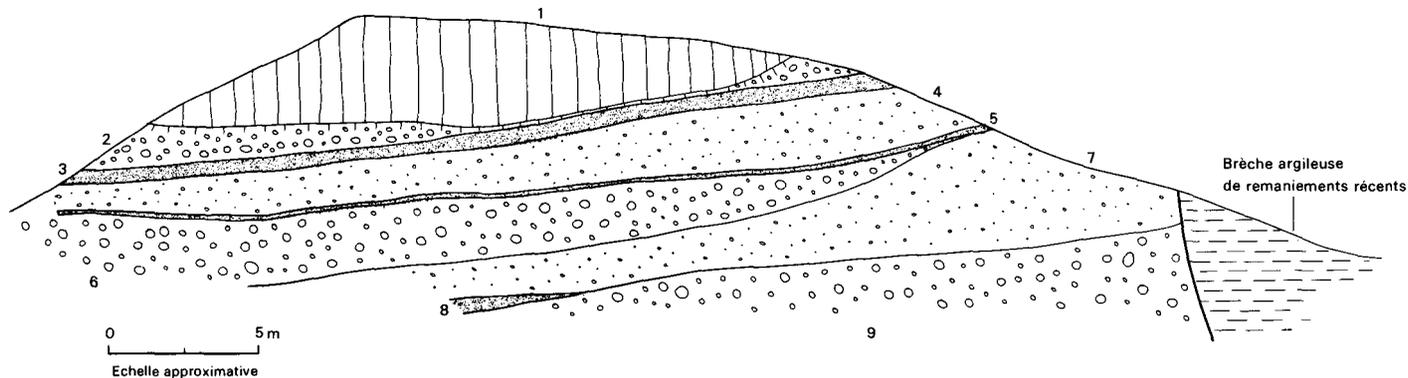
Ces faciès sont trop limités pour être individualisés sur la carte.

**6a. Coulée de lave et dôme d'andésite claire à hypersthène.** Très peu de reliefs de lave massive ont pu être attribués à l'activité du Carbet Ancien, en raison de l'intrusion et du recouvrement postérieur de la zone axiale du volcan par les pitons dacitiques du Carbet et les produits éruptifs qui leur sont liés (voir plus loin). Les seuls témoins portés sur la carte, qui demandent encore à être confirmés, sont constitués par le relief du quartier Beauvallon (Nord de Morne-Vert) et une partie du plateau de la Concorde, (Sud du piton Dumauzé).

Cette rareté, voire absence d'affleurement **6a** est conforme au statut de stratovolcan très centralisé du Carbet Ancien, une caractéristique qui le rapproche encore de la montagne Pelée.

## Age

Deux blocs d'andésite claire à hypersthène appartenant au volcanisme du Carbet Ancien ont été datés par la méthode du potassium-argon. Il s'agit :



- 1 - Coulée d'andésite sombre massive, fracturée. Elle rubéfie la formation sous-jacente sur 10 à 20 cm.
- 2 - Conglomérat fluvialite à blocs arrondis de lave
- 3 - Dépôt de cendres et de ponces argilisé
- 4 - Ecoulement pyroclastique humide (nuée hydromagmatique) à scories mamelonnées, ponces et blocs
- 5 - Identique à 3
- 6 - Identique à 2
- 7 - Ecoulement pyroclastique humide ou coulée de boue, à scories mamelonnées, blocs anguleux, rares fragments d'obsidienne, lapillis centimétriques
- 8 - Identique à 3
- 9 - Conglomérat polygénique

Volcanisme effusif de Fort-de-France  
(7x)

Eruption à dominante ponceuse  
attribuable au  
Volcan péleén du Carbet ancien  
( 6 )  
B

**Fig. 9 - Coupe du déblai du Pont-de-Chânes (Fort-de-France), avant la réalisation des redans et la pose des treillis bétonnés**

- d'un élément de la nuée ardente de type Pelée 1903/1929 affleurant au Nord de Fond-Bourlet ; âge =  $1,90 \pm 0,30$  Ma (éch. 14) ;
- d'un élément d'une des coulées de débris ou d'un des lahars affleurant le long de la route au Nord de Case-Pilote ; âge =  $2,1 \pm 0,10$  Ma (éch. 18).

Le volcan du Carbet Ancien, dont l'activité a dû s'étaler sur quelques centaines de milliers d'années, s'est donc édifié autour de 2,0 Ma.

### Coulées de lave de Fort-de-France

L'activité explosive du Carbet Ancien est suivie de peu par une phase effusive de très grande ampleur, qui va achever de combler la paléovallée de Fort-de-France et déborder largement sur ses plateaux cotiers limitrophes.

Aujourd'hui ces coulées de lave, dont la distribution atteste clairement qu'elles sont originaires de la région centrale du massif du Carbet, surplombent de toutes parts la ville de Fort-de-France. Elles présentent le faciès typique des coulées de lave moyennement visqueuse : une semelle scoriacée rarement observable, une partie basale massive à structures de flux parallèles au substratum, une partie supérieure à nouveau plus scoriacée et aux structures de flux désordonnées.

Elles ont été largement exploitées en carrières de part et d'autre de la pointe des Nègres, au quartier Citron-Trénelles (Sud du quartier Lunette-Bouillé), et au Nord du quartier de Balata-Tourtet à partir de la route de Fontaine-Didier.

Dans le détail deux phases éruptives semblent se succéder à très peu de temps d'intervalle comme le montre la partie supérieure du déblai de Pont-de-Chânes, à Fort-de-France (fig. 4).

**7 $\alpha$ 1. 1ère phase.** Les coulées de la première phase contournent le relief ancien (2 $\alpha$ ) de Rodate par l'Est et s'étalent pour constituer le plateau du quartier Ravine-Vilaine. Le dessus des coulées est fortement argilisé : il faut aller chercher les faciès sains dans les thalwegs des rivières et ravines qui entaillent la formation.

**7 $\alpha$ 2. 2ème phase.** Les coulées de la deuxième phase laissent le relief de Rodate sur leur gauche en descendant vers Fort-de-France. Elles constituent les plateaux Didier et Clairière qui abritent les quartiers résidentiels de la ville.

La lave qui constitue ces coulées est une andésite sombre porphyrique, à augite et hypersthène, "banale". Les termes basiques peuvent contenir des olivines plus ou moins stables et dans les termes acides, l'ortho- domine sur le clinopyroxène. La teneur en  $\text{SiO}_2$  des échantillons analysés est comprise entre 52,59 et 58,86 %. Les termes basiques concernent la coulée de Fontaine-Didier tandis que le pôle acide est représenté par la coulée de la pointe des Nègres, à l'Ouest de Fort-de-France.

### **Age**

Deux affleurements appartenant au même ensemble de coulées  $^{70}\text{Ar}$  ont été datés par deux laboratoires différents :

- la carrière abandonnée juste à l'entrée de Schoelcher, complètement masquée par les épineux, a donné les résultats peu convergents suivants :  $1,87 \pm 0,15$  Ma (éch. 14) et  $2,65 \pm 0,15$  Ma (éch. 28) ;
- le bord de la route de Balata, avant le croisement de la route des Rochers, au niveau d'une station d'essence :  $1,81 \pm 0,15$  Ma (éch. 13) ;  $2,02 \pm 0,20$  (éch. 16).

Le regroupement des âges numériques de trois des échantillons sur les quatre analysés, et les contraintes chronologiques apportées par les datations des formations appartenant à l'édifice du Carbet Ancien, conduit à retenir un âge de mise en place de 1,85-1,90 Ma pour les coulées de lave massive  $^{70}\text{Ar}$  de Fort-de-France. On admettra, sur critère de terrain que la mise en place des coulées  $^{70}\text{Ar}$  s'est effectuée dans le même intervalle de temps.

## **Volcanisme des pitons du Carbet**

### **Andésites et dacites à hornblende et quartz de la 1ère phase**

Après un calme de plusieurs centaines de milliers d'années qui a permis, le recreusement des paléovallées empruntées par les produits bréchiques du Carbet Ancien et par les coulées massives de Fort-de-France, et l'ouverture de nouvelles vallées, l'activité reprend dans la partie centrale du massif des Carbets.

Nuées ardentes homogènes et dômes associés, coulées de ponces, et conglomérats de remaniement, vont globalement se succéder dans cet ordre. La mise en place des dômes va provoquer un soulèvement de la région et un surcreusement des vallées, si bien que les coulées

de ponces et les conglomérats vont se retrouver en inversion de relief par rapport aux grands dépôts stratiformes des nuées.

Les laves représentant le magma juvénile (dacites, andésites), sont riches en grands cristaux d'amphibole noire, contrairement aux laves de la deuxième phase qui sont à biotite. Ce critère de reconnaissance minéralogique a valeur stratigraphique pour cette période dans toute la partie centrale de la Martinique.

**8B. Dépôts de nuées ardentes.** On les trouve généralement sur les formations <sup>6</sup>B ou, plus rarement, sur les laves massives du volcan-bouclier du morne Jacob. Quatre secteurs du massif sont plus spécialement concernés :

• **Secteur nord de Bellefontaine.** Les plateaux de l'habitation Lafayette et du morne Table sont constitués dans leur moitié supérieure par des empilements de nuées ardentes homogènes, à blocs massifs parfois plurimétriques. Les différentes venues sont séparées les unes des autres par des niveaux de remaniement ou de déferlantes. Les matériaux de l'ancienne petite carrière, à droite le long de la route RN2 dans la montée vers Lafayette, ont été étudiés en détail par d'Arco *et al.*, (1981) (voir plus loin).

Retenons ici que la dacite à hornblende qui constitue les blocs et la matrice cendreuse de la nuée ardente, englobe des enclaves congénères arrondies, centimétriques à pluridécimétriques, de basalte à hornblende de texture hyalodoléritique. L'ensemble des laves du secteur présente cette particularité.

Aucun dôme ou système de dômes ne domine en amont cet important épandage de dépôts pyroclastiques. Leur présence étant indispensable à la production des nuées ardentes, on doit admettre qu'ils ont disparu dans un effondrement ayant affecté cette partie du volcan, avant l'extrusion des dômes de dacite à biotite de la deuxième phase.

• **Paléovallée de Case-Pilote.** Les nuées ardentes de la première phase d'activité des pitons du Carbet recouvrent tout au long de la crête des Abîmes les brèches pyroclastiques <sup>6</sup>B. Le contact entre les deux ensembles, souligné d'un paléosol rouge, est bien visible le long de la route RN2 dans la montée vers Choiseul comme dans la descente sur Case-Pilote. Les andésites à hornblende contiennent aussi des enclaves congénères arrondies de basalte.

• **Plateau Cluny (quartier Sainte-Catherine).** Ce plateau, situé entre les communes de Fort-de-France et de Schoelcher, est recouvert de

brèches riches en blocs d'andésite et/ou de dacite à hornblende, arrangées en ensembles superposés épais chacun de un à plusieurs mètres. Des niveaux plus ou moins ponceux et plus ou moins remaniés, s'intercalent entre les dépôts de nuées ardentes.

• **Crête du quartier La Rivière-l'Or** (Est de Balata-Tourtet). Des dépôts de nuées ardentes, visiblement originaires de l'ancien dôme d'andésite à hornblende du morne Césaire, coiffent cette crête de façon très discontinue.

**8pa. Dôme et coulée de lave massive.** La quasi-totalité des reliefs situés à l'extérieur et à proximité des grands pitons du Carbet (2ème phase) sont des témoins de dômes ou de coulées de lave massive d'andésite ou de dacite à hornblende. Rien ne prouve qu'ils soient tous contemporains des nuées ardentes <sup>8B</sup>, mais un certain nombre d'entre eux doit l'être tout au moins, puisque ces nuées ardentes sont essentiellement de type Pelée 1903-1929 (c'est-à-dire produits par des effondrements partiels de dôme ou de front de coulée sous la poussée des gaz volcaniques ou par simple instabilité gravitaire).

Le principal de ces ensembles de dômes et de coulées est situé dans le Nord du massif. A partir du piton Gelé, une extrusion aux formes particulièrement aiguës qui culmine à 924 m, se sont épanchées sur les andésites sombres du morne Jacob, les coulées des mornes Fumé, La Croix et Mitan. Un peu plus au Sud, le morne Rouge pourrait constituer un centre autonome.

Au pied méridional du piton Lacroix, point culminant du massif des Carbets, le morne Chapeau-Nègre se présente comme un dôme-coulée d'où seraient originaires les coulées du plateau de la Concorde et du morne Saint-Gilles, et les nuées de la crête des Abymes.

Le dernier relief important de ce système est le morne Césaire déjà cité.

La distribution de ces centres éruptifs suggère une mise en place le long de fissures d'alimentation NW-SE.

**8pc. Coulées de ponces.** Indubitablement, l'ensemble du massif volcanique s'est soulevé pendant et/ou après la mise en place des ensembles dômes – coulées de lave – nuées ardentes décrits ci-dessus. En effet, les nouvelles vallées qui sont creusées en bordure des plateaux recouverts de nuées ardentes <sup>8B</sup>, s'enfoncent beaucoup plus profondément dans le substratum (jusqu'à 100 m d'écart). Noter

qu'une voie nouvelle est ouverte côté caraïbe tandis que les exutoires orientaux sont délaissés.

Au total c'est donc six vallées qui sont concernées :

- dans le bourg du Carbet et dans ses falaises cotières septentrionales, on observe des coulées de ponces directement recouvertes par les conglomérats <sup>8C</sup> ;
- à la sortie de Bellefontaine affleure un petit ensemble de coulées qui a suivi une paléorivière de Fond-Capot ;
- même chose à Case-Pilote où le réseau hydrographique s'est d'abord réinstallé au Nord de la paléovallée de la crête des Abymes ;
- l'exutoire principal du massif débouche sur Schoelcher. Les formations ponceuses sont épaisses et quasiment continues jusqu'à Balata-Tourtet. Ensuite, dans le secteur de la Fontaine-Didier les affleurements sont dispersés et la formation disparaît rapidement sous les coulées de lave plus récentes <sup>9abi</sup> ;
- de l'autre côté du plateau Cluny, une autre vallée s'est installée à la limite des coulées d'andésite massive du morne Jacob. Les brèches ponceuses de la moitié orientale du plateau de Didier et celles des abords de l'hôpital civil de Fort-de-France témoignent de différents niveaux d'emboîtement au long de cette vallée ;
- enfin, citons les affleurements de ponces remaniées qui dessinent l'ébauche d'une paléorivière de Fond-Laillet, entre Case-Pilote et Bellefontaine.

Les dépôts se présentent comme des brèches homogènes et chaotiques non soudées à ponces montrant des vésicules étirées, de tailles variées (jusqu'à 1,5 m de diamètre, plage de Madiana au Fond-Nigaud, à Schoelcher), emballées dans une matrice cendreuse généralement abondante. Les enclaves arrachées au substratum se concentrent préférentiellement dans la partie inférieure de la coulée, tandis que les grosses ponces montrent une tendance à se rassembler tout à fait au sommet du dépôt (club hippique de la Gourmette, route de la Fontaine-Didier). Sur la route de Balata à Tourtet, à la hauteur du quartier Tivoli, un affleurement à livrer des bois carbonisés étudiés par spectrométrie infrarouge (R. Maury, comm. pers) ; ils indiquent des températures de dépôt de l'ordre de 400°C.

Certaines coulées de ponces ont une assez grande quantité de blocs enallogènes massifs et un ciment oxydé. Leur semelle déferlante, fine et mieux granoclassée, prouve qu'on est bien en présence d'un écoulement primaire. D'autres cas sont plus ambigus et la distinction avec les lahars ponceux devient délicate. Le morne

Schoelcher qui abrite l'université des Lettres à quelque 500 m du bourg de même nom, est constitué de formations de ce 2ème type. Certains dépôts sont riches en enclaves grenues de tonalites.

Le remaniement par les eaux des dépôts ponceux, creuse dans certains cas des chenaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de large ; ils montrent des niveaux lités, granoclassés, essentiellement constitués de lapilli ponceux arrondis. On peut voir un bel exemple d'un de ces chenaux derrière le centre commercial de Cluny, sur le plateau Fofu au Nord-Ouest de Fort-de-France.

Les ponces d'un affleurement à l'autre paraissent assez homogènes. Au morne Schoelcher leur texture est vitroporphyrrique à plagioclase zoné souvent riche en inclusions vitreuses, quartz arrondis ou éclaté, fantômes de cummingtonite transformée en micro-lattes d'orthopyroxène, hornblende verte stable, hypersthène en petits phénocristaux très pléochroïques, oxydes ferro-titanés. Le verre est torsadé et isotrope. On n'observe pas dans les ponces d'enclaves congénères de basalte, comme cela arrivait fréquemment dans les blocs massifs des nuées ardentes de même composition chimique et minéralogique.

L'effondrement du volcan envisagé au paragraphe consacré aux dépôts des nuées ardentes <sup>8B</sup> doit logiquement s'être produit consécutivement à l'émission des coulées de ponces.

Les dépressions morphologiques qui encadrent le Morne-Vert au Nord et au Sud (le Canton-Suisse) en seraient les expressions les plus visibles. Le vaste relief massif du morne Rouge serait alors en position de dôme intra-caldérique.

<sup>8C</sup> ; <sup>8lh</sup>. **Conglomérats et lahars.** L'érosion des reliefs centraux du volcan va nourrir les épais conglomérats qui arment les falaises au pied desquelles s'étend le bourg du Carbet. Les lambeaux de coulées de ponces qui s'intercalent à plusieurs niveaux dans ces conglomérats sont la preuve d'une large contemporanéité entre les deux types de formations.

Les blocs sont arrondis, de taille pluridécimétrique, essentiellement constitués d'andésite et de dacite claire à hornblende et quartz.

Ces conglomérats ne sont connus que dans le secteur du Carbet. Les affleurements cartographiés dessinent une paléovallée que l'on peut suivre jusqu'au morne Piquet. Elle est interrompue au niveau du Petit Piton, là où les preuves d'un effondrement postérieur à l'émission des ponces sont le plus manifestes.

**Pétrographie.** Des études minéralogiques détaillées ont été consacrées aux faciès à amphibole et quartz du Carbet, et à leurs enclaves basiques par d'Arco *et al.* (1981) et Coulon *et al.*, (1984). Elles complètent les études pétrographiques plus générales réalisées antérieurement (Westercamp, 1972). La synthèse rapide qui suit est empruntée à l'ensemble de ces auteurs. Pour le problème plus spécifique de l'origine des cristaux de quartz, on pourra se référer à Clochiatti et Westercamp (1974).

Du point de vue chimique, les faciès à amphibole et quartz du Carbet couvrent le champ des andésites et des dacites ( $\text{SiO}_2$  compris entre 58 et 65 %). Ce spectre chimique assez large trahit des mélanges plus ou moins importants entre un pôle basaltique représenté par les enclaves congénères arrondies, dont les plus basiques font 51-52 % du  $\text{SiO}_2$ , et le pôle dacitique le plus acide (65 % de  $\text{SiO}_2$ ).

La minéralogie des laves reflète ces phénomènes de mélange ; les andésites contiendront en quantité des phases empruntées aux basaltes (plagioclase calcique, olivine, ...) tandis que les dacites seront plus homogènes. On peut donc observer, parfois dans la même roche des phénocristaux de :

- plagioclase automorphe, zoné plus ou moins riche en inclusions vitreuses, inclusions de petites apatites dans certains niveaux, bordure du minéral plus acide, composition variant entre  $\text{An}_{75}$  et  $\text{An}_{50}$  (phase dominante) ;
- plagioclase calcique ( $\text{An}_{85}$  -  $\text{An}_{75}$ ) hérité des xénolites ;
- cummingtonite, fortement pléochroïque, incluant cristaux de plagioclase et oxydes ferro-titanés ; pouvant être destabilisée en grands individus faits de lattes orientées d'orthopyroxène ;
- hornblende verte plus ou moins brune, gainée d'oxydes de fer ou partiellement destabilisée en une association plagioclase-clinopyroxène-minéraux opaques ; texture poecilitique à plagioclase, orthopyroxène et minéraux opaques ;
- hypersthène en phénocristaux nettement pléochroïques parfois entourés de cummingtonite, ou de clinopyroxène dans les laves les plus basiques ; cristaux petits et homogènes ou grands et poecilitiques ;
- augite et olivine occasionnelles (xénocristaux), cette dernière est entourée ou transformée en clinopyroxène et orthopyroxène. L'augite apparaît parfois en relique au coeur des hornblendes ;

- minéraux ferro-titanés : ilménite (rare) et titanomagnétite, celle-ci en minéraux automorphes homogènes ou xénomorphes et riches en apatite ;
- quartz "corrodés", craquelés, en quantité généralement inférieure à 1 %.

La mésostase est microcristalline (sauf pour les ponces) à plagioclase, orthopyroxène, minéraux ferro-titanés, hornblende, et verre de couleur brunâtre.

**Age.** Plusieurs datations par la méthode du potassium-argon ont été effectuées :

- sur roche totale : échantillon de dacite en provenance du flanc oriental du piton Gelé ; âge =  $1,06 \pm 0,10$  Ma (éch. 7) ;
- sur plagioclase séparé à partir de blocs inclus dans des brèches qui reposent *directement* sur des coulées de lave massive de Fort-de-France datées par la même méthode (éch. 20 reposant sur éch. 14 et 28 ; éch. 30 reposant sur éch. 13 et 16) ;
- sur hornblende séparée à partir d'un bloc des nuées ardentes de habitation Choiseul (paléovallée de Case-Pilote) (éch. 48).

Les âges numériques des minéraux affichent respectivement :  $2,35 \pm 0,30$  ;  $2,69 \pm 0,35$  ;  $7,10 \pm 0,34$  Ma ; ils sont tous plus élevés que ceux des formations sous-jacentes. On considère donc que seule la mesure obtenue sur roche totale au piton Gelé peut avoir valeur d'âge de mise en place. Celle-ci contenant du plagioclase et de la hornblende, cet âge devrait logiquement être surestimé. Nous retiendrons la valeur de 1 Ma comme âge moyen de mise en place de cet ensemble.

### **Andésites à quartz et biotite de la 2ème phase**

L'activité du complexe volcanique des Carbets, et par la même occasion celle du compartiment central de la Martinique, s'achève avec la mise en place des fameux pitons du Carbet. Les formations qui leur sont associées (brèches d'écoulement, coulées de lave massive, conglomérats nés du démantèlement de l'ensemble par l'érosion) s'engouffrent, côté ouest, dans la dépression caldérique complexe aménagée autour du bourg de Morne-Vert et y restent confinées. Côté sud et est, elles vont pouvoir s'étendre en revanche jusqu'à Fort-de-France et Saint-Joseph.

Le magma mis en jeu, de composition globalement andésitique, est le résultat d'un mélange imparfait entre un composant acide subcristallisé et un basalte. Les laves, porphyriques, sont avant tout caractérisées par la coexistence de phénocristaux centimétriques de quartz et de biotite ; c'est leur critère de reconnaissance sur le terrain.

**9abi. Dômes.** Leur forme élancée, et la présence de zones d'altération hydrothermale à leur périphérie, permettent de considérer les pitons du Carbet comme des dômes endogènes incontestables. Ils s'inscrivent entièrement à l'intérieur de la zone intrusive des andésites et dacites à hornblende et quartz de la phase 1.

Au centre du massif on dénombre cinq sommets qui dépassent 1 000 m d'altitude : le piton Lacroix (1 196 m) ; le morne Piquet (1 160 m) ; le piton Dumauzé (1 109 m) ; le piton de l'Alma (1 105 m) ; le piton Boucher (1 070 m).

Il faut ajouter à ces cinq "monolithes", la présence de dômes périphériques plus petits. Il s'agit : du morne Man Roy (642 m), du morne Tranchette (757 m) et du Petit Piton du morne Piquet (800 m). A la suite de Grunevald (1961) nous considérons le morne Diamant et le Petit Piton du Carbet comme des buttes-témoins de coulée (voir ci-après).

**9abi. Coulées de lave.** Malgré le degré de cristallinité élevé du magma, des coulées de lave se sont épanchées à partir du centre du volcan vers l'Ouest (coulée du Diamant - Petit Piton), vers le Sud (coulées du Sacré-Coeur de Montmartre, à Balata-Tourtet, copie réduite de l'original) et vers l'Est (coulée de Saint-Joseph).

• **Coulée du Diamant - Petit Piton.** L'absence de zones d'altération fumerollienne à la périphérie du Petit Piton du Carbet et du morne Diamant suggère que ces reliefs sont des buttes témoin de coulée et non des intrusions isolées. Le jalon assuré par le morne Modeste avec l'extrémité nord-occidentale du morne Piquet conforte cette hypothèse. Les andésites du Petit Piton ( $\text{SiO}_2 = 61,44\%$ ) et du morne Diamant ( $\text{SiO}_2 = 59,00\%$ ) sont plus ou moins riches en enclaves congénères arrondies de basalte (faciès normal ou faciès hyalodoléritique à amphibole) (cf. plus loin). La progression de la coulée est stoppée par le rebord caldérique du quartier Bout-Bois.

• **Coulées du Sacré-Coeur de Montmartre, Balata-Tourtet.** Les coulées de cet ensemble se sont mis en place sur une morphologie peu accusée, qui leur a permis de s'étaler largement. Elles empruntent en

effet les vallées Sud-Carbet qui ont été ennoyées par les coulées de lave de Fort-de-France (7 $\alpha$ ) puis par les brèches de nuées (8B) de la 1ère phase d'activité des pitons du Carbet.

L'ensemble est fortement érodé aujourd'hui et apparaît en inversion de relief.

La limite occidentale du système de coulées est assurée par la crête du morne Duclos (Fontaine-Didier) et l'extrémité sud du morne Jeannette (hauteurs de Terreville). Côté est, les coulées longent le relief ancien d'andésite sombre (2 $\alpha$ ) de la forêt de Rabuchon et viennent buter contre le morne Césaire. Le rebord morphologique au pied du Sacré-Coeur de Montmartre constitue le front actuel des coulées. Un affleurement en contrebas du quartier Ravine-Vilaine, 1,5 km au SSE de ce front, indique que les coulées ont atteint les hauts de Fort-de-France et se sont donc épanchées sur quelque 7 km de long au minimum.

Les épaisseurs reconnues varient selon les endroits de 30 à 100 mètres.

• **Coulée de Saint-Joseph.** Elle emprunte un ancien cours de la rivière Blanche, et s'écoule jusqu'à l'actuel confluent avec la rivière Lézarde, soit sur une longueur minimale de 13 km. Entre les pitons du Carbet et le quartier Durand (Nord-Ouest de Saint-Joseph) la coulée a entièrement été recreusée par l'actuelle rivière, et il n'en reste rien.

Plus en aval, elle apparaît en rive droite sous forme de falaises subverticales de plusieurs dizaines de mètres de haut. Au niveau de Saint-Joseph, son épaisseur a certainement atteint 100 m et sa largeur dépassé 1 km.

Signalons enfin la semelle de lave massive des conglomérats du Canton-Suisse, à l'Ouest des reliefs centraux. Il pourrait s'agir de coulées précoces fortement emboîtées au fond de la dépression caldérique du morne Vert.

**9B. Brèches d'écroulement de dôme.** Seule la crête reliant le Petit Piton du Carbet au morne Rouge rentre dans cette catégorie ; et encore, conviendrait-il de le confirmer. Dans l'état actuel des levés, elle se présente comme un paléochenal ayant été comblé par des brèches pyroclastiques. Il s'agirait de produits d'effondrement du morne Piquet et/ou du morne Man Roy, peut-être d'anciennes nuées d'avalanche.

**9C. Conglomérat.** Les conglomérats riches en blocs d'andésite porphyrique à quartz et biotite remplissent la dépression du Canton-Suisse, et le cours de la rivière Blanche, en aval et en amont des témoins en place de la grande coulée de lave <sup>9α</sup>bi de Saint-Joseph.

Quelques témoins de ces conglomérats sont connus de part et d'autre du relief de coulée du morne Baptiste (<sup>7α</sup>1), à l'Est du morne Césaire.

**Pétrographie.** Tous les auteurs qui se sont intéressés de près à la géologie de la Martinique ont été frappés par la minéralogie spectaculaire des laves des pitons du Carbet et en ont fait des descriptions pétrographiques plus ou moins poussées (Lacroix, Giraud, Grunevald, Westercamp).

En 1979, Westercamp reconnaît la nature hétérogène de ces laves sur le plan textural et minéralogique, et situe leur origine dans un processus de mélange magmatique : des basaltes originaires du manteau font intrusion dans un stock dacitique subcristallisé, relativement peu profond, interprété comme une chambre magmatique moribonde. Les produits de la refusion partielle du stock acide, riches en cristaux, se mélangent imparfaitement avec le basalte. Les enclaves arrondies sombres, fréquentes dans ces roches, sont les témoins figés de ce pôle basique.

Du point de vue chimique, les faciès à quartz et biotite du Carbet sont des andésites ( $\text{SiO}_2$  compris entre 56,75 et 61,87 %). Ils sont globalement plus basiques que les faciès à hornblende et quartz de la première phase (<sup>8ρ</sup>α).

La minéralogie reflète bien le phénomène de mélange magmatique puisque dans tous les échantillons observés le quartz coexiste avec l'olivine magnésienne. Les phénocristaux constituent 50 % du volume de la lave. Il s'agit de :

- plagioclase présentant fréquemment deux stades de cristallisation séparés par une bande très riche en petites inclusions vitreuses ;
- quartz de texture dite "rhyolitique" à golfes de corrosion et rares inclusions d'orthopyroxène, de plagioclase et d'apatite parfois entouré d'une auréole réactionnelle de clinopyroxène ;
- hornblende verte plus ou moins déstabilisée en un damier de plagioclase, clinopyroxène et minéraux ferro-titanés, ou pseudomorphosés en minéraux opaques ;

- biotite euhédrale, très pléochroïque, poecilitique à plagioclase, bordure partiellement déstabilisée en un mélange de plagioclase, clinopyroxène et minéraux opaques ;
- hypersthène riche en plagioclase non zoné, minéraux ferro-titanés globuleux et rares apatites. On note des exsolutions de clinopyroxènes le long des clivages et une bordure réactionnelle de clinopyroxène pour certains individus. Quelques uns de ces grands cristaux pourraient être d'anciennes cummingtonites totalement déstabilisées ;
- titano-magnétite xénomorphe riche en apatite ;
- xénocristaux (originaires du pôle basaltique) de clinopyroxènes isolés ou en amas et d'olivine magnésienne entourée d'orthopyroxène.

La mésostase est généralement sous forme d'une mosaïque de microlites de plagioclase (plus calcique que les phénocristaux) d'orthopyroxène, de minéraux opaques et de verre.

**Age.** Les deux datations par la méthode du potassium-argon actuellement disponibles ont été réalisées sur :

- un bloc éboulé du piton Dumauzé ; âge =  $0,86 \pm 0,10$  Ma (éch. 5) ;
- les biotites séparées d'une andésite du Canton-Suisse (bloc non en place) ; âge =  $1,23 \pm 0,06$  Ma (éch. 10).

Ces âges numériques ne se recouvrent pas. Les contraintes chronologiques données par l'ensemble éruptif antérieur (1ère phase des pitons du Carbet) conduit à retenir (de manière un peu arbitraire) un âge de mise en place des pitons du Carbet *sensu stricto* autour de 0,9 Ma.

## VOLCANISME DU MONT CONIL

Le volcanisme du mont Conil marque le début de l'activité (ou plus exactement ce qui en est visible, c'est-à-dire émergé) du compartiment géologique septentrional de l'île, essentiellement représenté par le volcan actif de la montagne Pelée. Cette phase volcanique ancienne, pré-péléenne, est principalement illustrée par le massif du mont Conil lui-même, qui s'inscrit dans un quart de cercle dont la pointe est située légèrement au Nord du sommet de la montagne Pelée et dont les limites passent respectivement par Grand'Rivière, au Nord et le Prêcheur, à l'Ouest. Ce massif, entièrement couvert par la forêt tropicale humide, est l'endroit le plus sauvage de la

Martinique et de ce fait demeure mal connu sur le plan géologique. Son prolongement vers le Sud, sous l'édifice de la montagne Pelée, est jalonné par le morne Julien, un petit volcan situé à l'Est du Prêcheur, et qui n'est que partiellement ennoyé par les produits péléens, et par des affleurements le souvent isolés au fond de certaines vallées du massif.

Ces derniers, qu'il est délicat a priori de distinguer des formations appartenant aux premiers stades d'activité de la montagne Pelée elle-même, sont attribués au volcanisme du mont Conil sur critère minéralogique : c'est la présence de hornblende, un minéral qui abonde dans les laves récentes du Conil, alors qu'il est quasiment absent du volcanisme de la Pelée, qui apparaît déterminante. Il s'ensuit qu'un certain nombre des formations classées dans le volcanisme de la Pelée sur la carte géologique à 1/20 000 éditée en 1983, avant que ce critère ne soit pris en compte, sont rattachées ici au volcanisme du mont Conil.

Les données géologiques, minéralogiques et géochronologiques disponibles suggèrent de rapporter son édification à trois grandes périodes d'activité, marquées à chaque fois par un déplacement des centres éruptifs du Nord-Ouest vers le Sud-Est et une évolution des faciès pétrographiques vers des termes de plus en plus acides et riches en hornblende. On distinguera donc :

- l'édifice initial du morne Citron ;
- les intrusions et coulées du piton Mont-Conil ;
- l'activité finale du morne Julien, du piton Marcel et d'un volcan pré-péléen.

### Edifice initial : le morne Citron

<sup>10</sup>ap. **Andésite massive autobréchifiée à deux pyroxènes.** Les plus anciennes formations émergées du mont Conil, sont représentées par des coulées de lave massive sombre, des intrusions de lave massive largement autobréchiques en périphérie, et des brèches d'explosion hydromagmatique. Ces différents faciès ne sont pas distingués les uns des autres sur la carte et apparaissent sous le même indice.

On rencontre ces faciès dans les thalwegs et à flanc de la rivière du Céron au moins jusqu'à la cote + 200 m (au-delà, la rivière n'a pu être remontée), au fond de la grande Rivière de Grand'Rivière vers 200 m d'altitude, le long de la rivière Trois-Bras dans le coeur du massif. Il s'agit de coulées massives d'andésite sombre à deux pyroxènes (et olivine déstabilisée). Les faciès comparables du morne

Cocos et du pied oriental du morne Julien, pourraient appartenir à ce premier ensemble. Ils font place, vers le haut, à des coulées de lave d'andésite à deux pyroxènes et hornblende (verte ou brune ou déstabilisée en une mosaïque de microlites de plagioclase, minéraux opaques et clinopyroxène). Le long de la côte, de part et d'autre de l'anse Couleuvre, elles recouvrent ou sont recouvertes par des brèches. Au cap Saint-Martin, une intrusion massive passe progressivement à des brèches tout comme à l'anse à Voile.

Les laves massives à petites hornblendes qui affleurent au Sud-Ouest de Grand'Rivière le long de la côte et de la trace vers le Prêcheur, sont particulièrement développées. Elles désignent bien le morne Citron, qui domine le paysage local, sinon comme un centre émissif, du moins comme un relief majeur du premier édifice du mont Conil. Les intrusions signalées le long de la côte, et l'îlot la Perle, se présentent comme des centres éruptifs adventifs.

**10C. Conglomérats et brèches de remaniement.** Les formations de l'édifice du morne Citron sont localement remaniées en épais conglomérats lités, tels ceux que l'on peut observer le long de la côte entre l'anse des Galets et le cap Saint-Martin, et le long de la trace le Prêcheur – Grand'Rivière en différents points. Leur développement parfois spectaculaire suggère qu'un laps de temps significatif s'est écoulé entre l'édification du morne Citron et la phase volcanique du piton Mont-Conil qui lui fait suite. C'est aussi pendant ce laps de temps que les calcaires de la rivière du Céron (p-IV) se seraient déposés.

### **Piton Mont-Conil**

**10ahb. Intrusions et coulées massives du piton Mont-Conil.** La trace le Prêcheur – Grand'Rivière recoupe, en deux endroits (au morne à Lianes et à l'Est de l'anse des Galets), une coulée de lave massive, localement bréchifiée, épaisse de 50 m environ ; elle ne peut provenir que du mont Conil. La morphologie du massif et l'examen des photographies aériennes suggèrent que le piton Pierreux, le morne Sibérie et le Pain-de-Sucre (ce dernier a une morphologie de dôme bien nette), appartiennent également à cet épisode.

Les laves mises en place sont des andésites porphyriques claires à hypersthène et hornblende, parfois de taille centimétrique. En cela elles sont bien reconnaissables.

### Activité finale : volcans pré-Pelée

On classe ici toutes les formations composées de, ou riches en, andésites à hornblende qui affleurent à la base de la montagne Pelée. Côté ouest, on les relie aux centres éruptifs proches du morne Julien (Est du Prêcheur) et du piton Marcel (WNW du sommet actuel de la Pelée) ; côté est (notamment les agglomérats stratifiés de Macouba), à un centre éruptif situé à l'aplomb du volcan actif actuel. On distingue les affleurements de lave massive (<sup>10</sup>α) des brèches pyroclastiques et agglomérats (<sup>10</sup>B).

**<sup>10</sup>B. Brèches pyroclastiques et agglomérats riches en andésites à hornblende.** Un certain nombre d'affleurements isolés de ce type ont été rencontrés à la périphérie et au coeur de la montagne Pelée :

- à l'anse Bagasse (Grand'Rivière), à la base de la falaise côtière (faciès peu induré à petites ponces qui le rapproche des agglomérats lités de Macouba ; voir plus loin) ;
- au Saut-Babin de la rivière Capot au Sud-Est d'Ajoupa-Bouillon ;
- dans la rivière Cloche (Nord de Morne-Rouge), entre le pont de la route vers Ajoupa-Bouillon et la première cascade en amont (altitude environ 550 m) ;
- dans le haut de la rivière aux Ecrevisses, au Nord de Morne-Rouge ;
- à l'entrée du premier resserrement de la rivière Claire, en partant de l'embouchure (faciès bien induré) ;
- en rive gauche de la rivière Roxelane, au pied du morne Posé (Sud-Ouest de Morne-Rouge).

Les ensembles plus importants de Macouba et du morne Julien sont maintenant décrits plus en détail.

● **Agglomérats lités de Macouba.** Ils affleurent le long de la rivière de Macouba, de l'embouchure jusqu'à l'altitude de 100 m environ, et sur les deux-tiers de la falaise côtière, entre la point de Macouba et l'anse Sellier.

Il n'est pas exclu (manque de données pétrographiques) que les faciès "conglomératiques" qui forment l'essentiel de la falaise marine jusqu'à Grand'Rivière plus à l'Ouest et jusqu'à Basse-Pointe côté est, n'appartiennent, pour partie ou en totalité, à cet ensemble.

Bourdier *et al.* (1985) les décrivent comme un ensemble superposé de bancs grossiers de puissance métrique (0,5 à 3 m) séparés par des interbancs fins (< 0,3 m). Chaque strate est constituée de blocs de taille souvent décimétrique et de lapilli plutôt anguleux, dans une

matrice cendro-sableuse bien compactée. Les éléments sont peu vésiculés, de même nature pétrographique et ont tendance à se disposer à plat. Les strates sont généralement granoclassées avec prédominance des gros blocs soit au milieu, soit au sommet. Les interbanes sont soit des joints de friction discontinus, soit des dépôts de déferlantes.

La présence de cavités cylindriques étroites, généralement verticales, à surface oxydée, est un caractère particulièrement significatif de la formation. A l'anse Sellier, ces faciès sont encadrés de déferlantes typiques de nature ponceuse (stratifications entrecroisées) et recouverts de nuées ardentes péleennes de type 1903-1929 (blocs d'andésite à hornblende jusqu'à 2 m de diamètre). On peut observer également des chenaux en forme de U, à matériaux non classés, typiques de déferlantes et écoulements lithiques denses.

Ces agglomérats sont donc bien des écoulements pyroclastiques, de type autoclastique probable (Bourdier *et al.*, 1985), et non des conglomérats comme Roobol et Smith (1976) en avait fait l'hypothèse, et comme Westercamp et Traineau (1983) l'on admis sur la carte géologique à 1/20 000 de la montagne Pelée.

Les cavités cylindriques si caractéristiques de ces brèches seraient alors des pipes de dégazage d'un type particulier (Bourdier *et al.*, *op. cit.* ; généralement ces pipes ne sont pas vides mais seulement très appauvris en particules fines) et non des moules externes de bois ; la présence de tubes de direction nettement oblique est toutefois assez difficile à expliquer ainsi.

● **Agglomérats et déferlantes stratifiés du morne Julien.** A la périphérie du morne Julien (Est du Prêcheur) on observe, sous les dépôts de la montagne Pelée, toute une série de brèches pyroclastiques primaires (écoulements et déferlantes) qu'on lie aux premiers stades d'activité de ce petit centre volcanique.

Sur son flanc ouest, Bourdier *et al.* (1985) ont observé jusqu'à 50 m d'épaisseur d'agglomérats lités, assez comparables à ceux de Macouba si ce n'est la nature altérée et fissurée de la majorité des blocs constitutifs, et les plus forts pendages (35° vers l'Ouest).

Au Nord, dans la ravine Akar, on rencontre des faciès bréchiques riches en enclaves congénères à hornblende aciculaire abondante, qui s'apparentent probablement à ceux connus sur le flanc ouest. A partir de 70 m d'altitude affleurent des dépôts de déferlantes cendreuses, et ponceuses (ponces jusqu'à 30 cm de diamètre), montrant des stratifications entrecroisées caractéristiques. Ils recouvrent des brèches lithiques de type maar.

**10<sub>a</sub>. Coulées de lave massive et dômes d'andésite à hornblende (et quartz).** L'actuelle bordure sud-ouest du massif du mont Conil est jalonnée par trois dômes de lave massive : le morne Julien s.s., le morne du Bourg, et le piton Marcel.

Le premier de ces dômes n'est pas homogène sur le plan pétrographique puisque des faciès acides à hornblende, hypersthène et quartz arrondi (flanc ouest) coexistent avec des faciès basiques à deux pyroxènes et olivine déstabilisée (flanc sud) et des faciès intermédiaires à hypersthène et hornblende (flanc nord). Il résulte donc d'un mélange imparfait entre deux magmas, comme les brèches lithiques à enclaves congénères basiques riches en petites hornblendes de la ravine Akar (cf. paragraphe précédent) le laissaient déjà présager.

Le deuxième n'a pas été échantillonné et le troisième (affleurements du haut de la rivière du Prêcheur) est constituée d'une andésite porphyrique à hypersthène et hornblende.

On rattache à ce groupe :

- la coulée d'andésite à hornblende et hypersthène qui affleure dans la ravine Akar au pied méridional du morne du Bourg ;
- les faciès massifs d'andésite à deux pyroxènes et hornblende déstabilisée de l'habitation Montagne-d'Irlande ;
- la grosse masse d'andésite acide à hypersthène, hornblende et quartz qui provoque le resserrement de la ravine (sans nom) aboutissant au Fond-Canonville (altitude 120 m) ;
- les andésites massives à hypersthène et fantômes de hornblende qui affleurent dans la rivière Claire, au pied du morne Paviot.

**10<sub>C</sub>. Conglomérats riches en blocs d'andésite à hornblende.** Des brèches polygéniques à éléments arrondis, décrites lors des levés géologiques de 1973 comme des conglomérats, recouvrent localement les formations pyroclastiques et laviques du mont Conil. Compte tenu des progrès accomplis dans l'interprétation des brèches volcaniques depuis cette date, il conviendrait de les réexaminer, car on sait aujourd'hui que plusieurs types d'écoulements hydromagmatiques primaires ont, à première vue, l'aspect de certaines brèches de remaniement de type conglomérat et lahar. Nous venons de le voir avec l'exemple des agglomérats lités de Macouba.

Ces brèches affleurent sur des dizaines de mètres d'épaisseur au pied du morne Cocos et du piton La Garanne au Nord-Est du Prêcheur (le piton Marcel est juste à proximité), et au Sud-Ouest du morne Plumé et du sommet actuel de la montagne Pelée, sous les écoulements autoclastiques du Tombeau des Caraïbes (1<sup>1</sup>B).

## Age

Quatre datations par la méthode du potassium-argon ont été réalisées sur des laves appartenant au système du mont Conil.

Les deux qui concernent l'épisode initial du morne Citron (le morne Céron : âge =  $0,64 \pm 0,10$  Ma, éch. 4 ; une coulée d'andésite à l'Ouest du morne Citron : âge =  $1,20 \pm 0,20$  Ma, éch. 9), affichent des âges numériques un peut trop écartés, semble-t-il, compte tenu des conditions de gisement. Nous admettons que la partie visible de ce premier édifice du Conil s'est édifiée entre 1 et 0,7 Ma.

Celle réalisée sur la coulée du morne à Lianes (âge =  $0,51 \pm 0,05$  Ma ; éch. 2) permet de dater l'épisode du piton Mont-Conil lui-même.

Enfin, l'âge de  $0,40 \pm 0,20$  Ma obtenu sur la coulée de lave massive de la ravine Akar, au pied du morne du Bourg (éch. 1), date la phase finale du morne Julien et, en conséquence, borne le début d'activité du volcan actif de la montagne Pelée.

## MONTAGNE PELÉE

La montagne Pelée est le volcan actuellement actif de la Martinique et pour cette raison a fait l'objet d'études particulièrement nombreuses et variées (*cf.* le rapide historique des travaux présenté au début de cette notice ou, pour plus de détail, Westercamp, 1984).

Une carte géologique à l'échelle du 1/20 000 (Westercamp et Traineau, 1983a) fait le bilan détaillé des travaux conduits par le BRGM depuis plus de 10 ans sur ce site. On s'y rapportera pour de plus amples informations. Nous présentons donc dans cette notice les formations géologiques de la montagne Pelée de façon relativement brève, tout en insistant sur les éléments nouveaux ou sur les hypothèses originales, acquis ou apparus, depuis l'édition de la carte géologique sus-mentionnée.

Nous reprenons la subdivision du volcan en trois édifices, respectivement ancien, intermédiaire et récent, mais le nouveau tracé proposé pour la caldéra de l'édifice ancien (voir plus loin) conduit à modifier certaines attributions stratigraphiques. Le critère de distinction retenu (abondance de la hornblende) pour séparer, à la base de la Pelée, les dépôts du mont Conil de ceux de l'édifice ancien, a conduit également à associer au volcanisme du premier plusieurs for-

mations attribuées sur la carte à 1/20 000 à l'activité initiale du deuxième.

Pour ce qui concerne la distribution et l'épaisseur total des retombées de cendres liées à l'activité des édifices intermédiaires et récent de la Pelée, on se reportera au cartouche de la carte.

### Edifice ancien de la montagne Pelée

Il est composé de coulées pyroclastiques de type autoclastique (<sup>11B</sup>) recouvertes dans la partie centrale du volcan de coulées de lave massive (<sup>11α</sup>). L'ouverture de sa grande caldéra sommitale marque par définition le passage à l'édifice intermédiaire. On propose de lier à cet événement des formations bréchiques grossières et hétérogènes qui se sont étalées au Sud du volcan (<sup>11h</sup>) et des formations litées argileuses ou "gréseuses" (<sup>11D</sup>) affleurant autour de Morne-Rouge.

**<sup>11B</sup>. Coulées autoclastiques.** Un peu partout à flanc du volcan on rencontre des brèches pyroclastiques homogènes, qui ont comme caractéristiques d'être indurées à légèrement soudées (développement d'une prismation fruste), d'épaisseur plurimétrique et d'englober en abondance des blocs arrondis d'andésite claire à deux pyroxènes souvent de grande taille. On les rencontre :

- dans les rivières et ravines en amont de Macouba et Basse-Pointe ;
- aux gorges de la Falaise d'Ajoupa-Bouillon ;
- au fond de plusieurs des ravines affluents de la rivière Capot, entre Ajoupa-Bouillon et Morne-Rouge ;
- dans la Roxelane, au-dessus de l'habitation la Montagne puis au niveau de l'habitation Morestin ;
- au Nord du Prêcheur en bordure de mer, notamment entre les anses Belleville et Céron (Bourdier *et al.*, 1984) ;
- dans le haut de la rivière du Prêcheur et de la ravine Akar (bordure septentrionale de la Grande-Savane) ;
- enfin et surtout dans le triangle pointe La Marne - morne Plumé - Coffre-à-Mort où elles constituent des falaises verticales, grossièrement prismées, spectaculaires. C'est dans ce secteur que Bourdier *et al.* (op. cit.), à qui nous empruntons la description ci-dessous, les ont étudiées en détail.

La formation est constituée de plusieurs unités décamétriques (jusqu'à 20 m) séparées par des discontinuités frustes. Les blocs et lapilli peu anguleux, voire nettement arrondis, sont abondants (60-

50 % du volume total), et distribués de façon quelconque sans classement granulométrique. La vésiculation est très variable d'un bloc à l'autre. On observe fréquemment des figures marquant l'évolution d'une fragmentation : séparation d'un ou plusieurs fragments à partir d'un bloc, pulvérisation de l'écorce de petits fragments. L'homogénéité de ces brèches sur le plan pétrographique (il s'agit d'andésite porphyrique à hypersthène et augite subordonnée et matrice généralement riche en verre), la nature cendreuse de la matrice, la prismation d'ensemble, les désignent sans ambiguïté comme des écoulements pyroclastiques. Leurs autres caractéristiques relatives à la vésiculation et à la fragmentation des blocs les rapprochent des écoulements laviques massifs évoluant par fragmentation : les coulées autobréchifiées ou encore autoclastiques.

**11α. Coulées de lave massive.** Elles sont peu nombreuses, d'épaisseur pluridécamétrique et confinées dans la moitié supérieure du cône. Faisant saillie dans la morphologie elles sont facilement reconnaissables (du moins ce qui en reste, car elles ont en grande partie disparu lors de l'ouverture de la caldéra ancienne). Il s'agit des reliefs du morne Plumé (plusieurs coulées sont superposées comme on peut le voir de la vallée Blanche), du morne Macouba, du morne Calebasse et du morne Essentes (ce dernier pouvant toutefois être un dôme).

Le lave constitutive est une andésite porphyrique claire à hypersthène dominante, augite et rare olivine. Elle contient fréquemment de petits cumulats (mornes Plumé et Essentes) constitués de plagioclase et de deux pyroxènes. On note au morne Essentes, l'abondance des mégaphénocristaux de plagioclase.

### ***Ouverture de la caldéra ancienne***

Les reliefs de coulée précédemment décrits soulignent le tracé septentrional d'une caldéra de près de 4 km de diamètre. Sur le document cartographique à 1/20 000 édité en 1983, on a considéré qu'elle pouvait se fermer côté sud par une limite passant au pied amont du morne Lénard et de la contre-pente sommitale du relief de Haut-Périnelle.

Cette hypothèse implique qu'il s'agit d'une caldéra d'effondrement, ouverte consécutivement à une éruption pyroclastique importante dont on n'a d'ailleurs pas vraiment identifié les dépôts.

L'éruption du mont Saint-Helens (USA), en 1980, a attiré l'attention sur la formation des caldéras d'avalanche (mégaloûpe de glissement) et illustré les phénomènes volcaniques accompagnateurs

(coulées de débris et déferlantes cendro-caillouteuses = blast). L'absence de reliefs attribuables sans ambiguïté à l'édifice péleén ancien dans le cadran sud du volcan, la position du morne Essentes et le tracé de la crête qui domine la rivière Claire côté nord, permettent de regarder la caldéra de l'édifice ancien comme une possible caldéra d'avalanche.

Dans cette perspective, les lahars hétérogènes (<sup>11</sup>lh) qui affleurent au Sud et à l'Est de Saint-Pierre sur les produits volcaniques du massif du Carbet et du morne Jacob, pourraient être (pour partie tout au moins) des témoins d'une ou de plusieurs coulées de débris, et les argiles et grès volcaniques bicolores anciens de la cuvette de Champ-Flore et des alentours de Morne-Rouge des dépôts du blast accompagnateurs (<sup>11</sup>D). Tout ceci reste à être vérifié sur le terrain.

<sup>11</sup>lh. **Lahars hétérogènes (s.l.)**. Ils affleurent au Sud de l'alignement (systèmes de failles normales NE-SW) Saint-Pierre – Morne-Rouge, jusqu'au pied des premiers reliefs volcaniques du morne Jacob. Dans le bas cours de la rivière Balisier, ils atteignent environ 50 m d'épaisseur et montrent un mélange de blocs d'andésite sombre et d'andésite claire. Juste au Sud du tunnel entre les anses Latouche et Turin, on note la présence de moules externes de bois et de blocs d'andésite à hornblende attribuables au volcanisme du mont Conil.

<sup>11</sup>D. **Grès volcaniques argileux bicolores indurés et argiles meubles litées, à moules externes de bois**. A la périphérie de la cuvette de Champ-Flore, les formations du morne Jacob sont nappées de grès volcaniques et d'argiles, en ensembles lités d'épaisseur pluridécimétrique. La coexistence de lapilli oxydés et non oxydés (gris clair à gris foncé) leur confère un faciès bicolore caractéristique.

La présence de moules externes de bois imbriqués les uns dans les autres est fréquente, à tel point que Mouret (1979) considère que ces formations constituent un niveau aquifère privilégié, à l'origine de nombreuses sources du secteur. Cette dernière caractéristique conduit à classer ici les dépôts lités très argilisés qui affleurent de place en place le long de la route Morne-Rouge – Ajoupa-Bouillon, notamment en contrebas du morne Calebasse. L'épaisseur des dépôts est parfois de plusieurs mètres.

## Age

Les tentatives de datation par la méthode du potassium-argon des laves de l'édifice ancien n'ont pas abouti, les laves étant trop polluées par l'argon atmosphérique (J.M. Cantagrel et G. Boudon, comm. pers.).

## Edifice intermédiaire

Au coeur de la caldéra en fer à cheval de l'édifice ancien, s'édifie un nouveau volcan : l'édifice intermédiaire. Ses premiers produits sont très peu étudiés et consistent essentiellement en nuées ardentes (*s.l.*) (N). Son activité finale s'achève il y a environ 20 000 ans après plusieurs très importantes éruptions de type Saint-Vincent (NSV) qui ouvrent un cratère sur la limite septentrionale de la caldéra ancienne. Entre temps, un lac a été créé au Sud-Est de Morne-Rouge (B).

**N. Nuées ardentes (*s.l.*) et autres écoulements pyroclastiques.** Tout le relief de Haut-Périnelle, entre Morne-Rouge et la Vallée-Blanche, est constitué de dépôts d'écoulements pyroclastiques, principalement des nuées ardentes à blocs d'andésite massifs parfois de grande taille. Elles sont, pour ainsi dire, non étudiées. Lorsque le volcan a atteint une taille suffisante, ses éruptions ont pu se développer vers le Nord, par dessus le rebord comblé de la caldéra ancienne. Les épais dépôts de nuées ardentes qui affleurent entre Grand'Rivière et Macouba témoigneraient en grande partie de cette période. Ceux qui recouvrent les "lahars" <sup>11</sup> de la rivière Calave (Sud-Ouest de Morne-Rouge) également : elles sont plutôt homogènes et constituées d'une andésite claire hypersthène et augite contenant localement des enclaves congénères arrondies, plus sombres.

Les coupes géologiques détaillées levées le long de la petite route qui joint directement le quartier Propreté de Saint-Pierre (par le morne Etoile), indiquent que les événements ponceux, de même nature pétrographique, s'intercalent de temps en temps entre les éruptions à nuées ardentes.

Le fond de la cuvette de Champ-Flore, le sommet du rebord tectonique qui domine Saint-Pierre (route vers Fonds-Saint-Denis), sont occupés par des dépôts de nuées ardentes chaotiques, à blocs de toute taille, anguleux, emballés dans une matrice cendreuse meuble. De façon très caractéristique, ils sont clairs ou sombres selon que l'andésite hyaloporphyrrique constitutive à deux pyroxènes et plus

rare olivine, est microvésiculée ou bien massive. Les nuées ardentes entre la pointe Gribouldin et l'anse Céron (Nord du Prêcheur) datées autour de 36 000 ans B.P.\* ont les mêmes caractéristiques. Celles de la rivière Hackaert (Ouest de Basse-Pointe), datées entre plus de 40 000 et 32 000 ans B.P., sont assez comparables mais le constituant clair y est parfois presque ponces.

Enfin on rattachera à ce groupe, les lahars à bois froids et les coulées sous-jacentes de cendres, ponces et scories noires qui affleurent le long de la côte atlantique, entre l'embouchure de la rivière Capot et la Grande-Anse du Lorrain. Le plateau occupé par le quartier Maxime plus au Sud-Ouest semble encore constitué de lahars mais l'épaisse couverture de cendres et lapilli péleens plus récents ( $\geq 4$  m) laisse apparaître peu d'affleurements.

L'un des bois récoltés en bordure de mer a été daté à plus de 40 000 ans B.P.

#### **B. Formations volcano-sédimentaires du paléo-lac de Champ-Flore.**

La dépression morphologique occupée par les quartiers de Champ-Flore, de Propreté, de Fond-Marie-Reine et de Savane-Petit (Est et Sud-Est de Morne-Rouge), est essentiellement formée de dépôts volcanosédimentaires variés, en position horizontale au sein desquels les bois flottés, peu ou non carbonisés, sont fréquents. D'évidence, il s'agit d'un ancien lac.

Parmi les produits de comblement de ce paléo-lac on trouve :

- des argiles grises très finement litées (varves) ;
- des niveaux de tourbe plus ou moins évoluée et mélangée d'argile ;
- des conglomérats ;
- des niveaux volcaniques francs : brèches grossières de nuées ardentes (vers la base), et dépôts de cendres et lapilli, constitués d'andésite bicolore massive ou ponce (N).

Tout autour de la cuvette de Champ-Flore, l'altitude maximale des dépôts lacustres, qui se confond avec celle de la surface des eaux du lac, est d'environ 360 m.

Les datations par la méthode du  $^{14}\text{C}$  réalisées sur les bois flottés indiquent que le lac a fonctionné plus de 40 000 ans à environ 22 000 ans B.P. (cf. Westercamp et Traineau, 1983b), c'est-à-dire pendant toute la période récente de l'édifice intermédiaire, marquée

\* B.P. : Before Present, c'est-à-dire avant l'an 1950, par convention.

par les grandes éruptions à nuées ardentes de type Saint-Vincent (NSV). Sa création est probablement une conséquence de la mise en place des nuées ardentes (N) en direction du Sud-Est, dont les dépôts ont comblé localement le cours moyen de la rivière Capot.

**NSV. Nuées ardentes de type Saint-Vincent (et faciès associées).** Un peu partout autour du volcan, mais principalement au Nord d'une ligne joignant le Prêcheur à Ajoupa-Bouillon, affleurent des brèches chaotiques constituées de blocs et scories de taille pluridécimétrique à la cassure sombre, emballées dans une matrice cendreuse de même nature. Il s'agit de brèches grossières de nuées ardentes de type Saint-Vincent (en référence aux produits comparables émis en 1902 par la Soufrière de Saint-Vincent, île située au Sud de la Martinique).

Depuis la découverte de leur existence par Gunn *et al.* (1974), elles ont fait l'objet d'études géologiques, pétrographiques et géochronologiques détaillées. Ceci en raison (1) de l'importance des volumes mis en place, (2) de la variété des faciès pyroclastiques exprimés, (3) de la place particulière qu'elles occupent dans l'histoire éruptive du volcan, (4) de la composition chimique exceptionnellement basique (pour la Pelée) de la majorité des laves émises, (5) des phénomènes de mélange magmatique qu'elles illustrent et (6) de l'abondance locale des cumulats (Traineau, 1982 ; Traineau *et al.*, 1983 ; Gougeaud *et al.*, 1985 ; Fichaut, 1986). Pour plus de détail on se référera à ces différents travaux, et l'on se contentera ici de préciser la localisation de quelques affleurements-types.

Les affleurements le long de la route qui descend sur Grand'Rivière, montrent une séquence complète des écoulements pyroclastiques qui se sont succédé au cours l'éruption NSV datée à  $22\,300 \pm 1\,200$  ans B.P. On observe, de la base au sommet, des coulées de ponces blanches de nature andésitique puis des écoulements bicolores de ponces blanches, scories grises, et blocs rubanés (exemple de mélange imparfait de deux magmas), puis une épaisse succession de coulées de scories sombres (nuées ardentes de type Saint-Vincent) qui s'achève par des brèches à scories noires de nature basaltique et cumulats magmatiques riches en amphibole. Ces différents écoulements ont emprunté un ancien cours de la Grand'Rivière, profondément recreusé côté ouest.

Les nuées ardentes à blocs massifs sombres qui affleurent au Nord du Prêcheur, appartiennent à la même période éruptive de l'édifice intermédiaire. Les brèches grossières d'écoulement, séparées par de fins niveaux de cendres litées, souvent oxydées et riches en lapilli accrétonnés, s'empilent les uns sur les autres de façon plus ou moins complexe.

Les brèches très grossières qui constituent le plateau incliné de Haut-Périnelle, au Sud du volcan, appartiennent à une ou plusieurs éruptions de type Saint-Vincent d'âge supérieur ou égal à 40 000 ans B.P.

Les brèches de scories sombres qui recouvrent les écoulements autoclastiques (<sup>11</sup>B) alentour de Macouba, ont comme caractéristique d'être localement riches en cumulats magmatiques (affleurements périphériques de la rhumerie de l'habitation Fond-Préville ; secteur central de Macouba...).

Signalons enfin la présence de retombées de cendres riches en mégacristsaux libres dans la zone sud du volcan (par exemple dans la cuvette de Champ-Flore) et de cendres et lapilli basaltiques au toit d'une séquence plinienne plus acide (cendres et lapilli ponceux blancs) dans la région du Carbet. Ce type de formation, qui accompagne la mise en place des écoulements, n'est pas reporté sur la carte.

### Edifice récent

Vers 19 500 ans B.P., la montagne Pelée entre dans une phase de repos (arrêt complet du volcanisme) qui va durer de l'ordre de 6 000 ans. Cette première date marque donc la fin de l'activité de l'édifice intermédiaire.

Vers 13 500 ans B.P., le volcan se réveille et débute un nouveau cycle éruptif. Les produits pyroclastiques émis construisent un nouveau cône : l'édifice récent.

Cette phase d'activité récente de la montagne Pelée, qui englobe les éruptions historiques de 1902 et 1929, a été étudiée en détail dans le cadre des études relatives à l'évaluation et au zonage des risques volcaniques de la Pelée.

Elle est caractérisée par une alternance d'éruptions, ou petits groupes d'éruptions (une trentaine au minimum), d'une part ponceuses (explosions pliniennes et coulées de ponces) et d'autre part à

nuées ardentes (dômes et écoulements pyroclastiques mettant en jeu une lave essentiellement massive, c'est-à-dire non vésiculée). Ces éruptions ont été datées par la méthode du  $^{14}\text{C}$  appliquée aux nombreux bois carbonisés trouvés dans les dépôts (cf. Westercamp et Traineau, 1983a et 1983b) et désignées de la manière suivante :

– les éruptions ponceuses sont caractérisées par la lettre P suivie d'un chiffre croissant avec l'âge (P<sub>1</sub> est ainsi l'éruption de ce type la plus récente, et P<sub>2</sub> celle qui l'a précédée) ;

– les éruptions à nuées ardentes portent les initiales du lieu où elles ont été définies (par exemple NMR veut dire nuées ardentes de Morne-Rouge).

La légende classe les formations volcaniques ainsi nommées selon leur type et leur âge en années B.P., sauf les dépôts historiques. Quelques faciès massifs dans la partie centrale du volcan n'ont pu être attribués ; ils portent la lettre D. La nature, la distribution et l'âge de ces formations sont maintenant précisés rapidement.

**NBC. Nuées ardentes de Balisier-Calave, Sud de Morne-Rouge.** Le premier événement mis en évidence après la période de repos est caractérisé par des dépôts de nuées ardentes à blocs assez hétérogènes sur les plans texturaux et pétrographiques. Ils ont recouvert tout le flanc sud du volcan, notamment le plateau du morne Etoile. Ceci indique que le rebord de faille qui domine aujourd'hui la plaine de Saint-Pierre – Morne-Rouge n'avait pas la dénivellation qu'on lui connaît aujourd'hui. Cet événement est daté de  $13\,500 \pm 300$  ans B.P.

**NMC. Nuées ardentes de Morne-Capot, Est d'Ajoupa-Bouillon.** Des dépôts de nuées ardentes recouvrent dans le secteur des rivières de Balisier et Calave les brèches d'écoulement NBC. Elles sont datées de  $11\,340 \pm 570$  ans B.P. Des produits pyroclastiques de même âge se sont répandus vers l'Est, jusqu'à l'embouchure de la rivière Capot.

**P8. Coulées de ponces.** Une importante éruption ponceuse s'est produite vers  $7\,800 \pm 100$  ans B.P. Les écoulements ont envahi l'ancien cours de la rivière des Pères jusqu'à Saint-Pierre et recouvert le flanc nord-est du volcan entre Ajoupa-Bouillon, Basse-Pointe et Macouba.

Au morne Etoile, on retrouve un niveau altéré à lapilli et cendres ponceux, interprétable comme le dépôt des nuages volcaniques associés aux écoulements méridionaux de P8. Ceci indique que le rebord morphologique qui domine la plaine de Saint-Pierre

–Morne-Rouge jouait son premier rôle d'écran en détournant les produits grossiers d'écoulement vers Saint-Pierre. On peut en conclure, en intégrant les données précédentes, que la faille transverse de direction NE-SW qui sépare les massifs du mont Conil et de la Pelée, a joué sur au moins quelques dizaines de mètres entre 11 340 et 7 800 ans B.P.

**NMR. Nuées ardentes de Morne-Rouge.** Cette éruption qui affecte essentiellement le flanc sud du volcan, est caractérisée par des dépôts de nuées ardentes homogènes, riches en bois carbonisés. Elle est en conséquence bien datée de  $5\ 100 \pm 60$  ans B.P.

**P6. Coulée de ponces et de scories .** Cette éruption est un événement volcanique majeur en raison du volume important de lave émise. Trois rivières canalisent les écoulements : les anciennes rivières la Falaise et Sèche, et la paléovallée de la Grande-Savane aujourd'hui comblée. De place en place, les dépôts sont assez hétéroclites puisque l'éruption a produit des nuées à scories noires, ponces blanches et ponces rubanées, des brèches riches en blocs massifs vitreux et bombes en croûte de pain, et des coulées de ponces blanches.

A l'Est d'Ajoupa-Bouillon, les coulées de ponces bicolores sont prismées, une caractéristique unique du volcanisme récent du volcan. Cette éruption date de  $4\ 610 \pm 50$  ans B.P.

**NPM. Nuées ardentes de pointe la Mare, Sud du Prêcheur.** Le couloir de la Grande-Savane est comblé à nouveau par des dépôts de nuées ardentes à blocs plurimétriques. Cette caractéristique et le confinement des dépôts dans ce secteur étroit du volcan, indiquent qu'il s'agit d'une éruption de type 1903-1929, c'est-à-dire directement liée à la croissance et à l'effondrement d'un dôme de lave sommital. Ces nuées se sont mises en place autour de  $4\ 410 \pm 120$  ans B.P.

**P5. Coulée de ponces.** D'épaisses coulées de ponces recouvrent les plateaux situés entre Basse-Pointe et Ajoupa-Bouillon. Les retombées pliniennes associées (non représentées sur la carte) ont recouvert l'ensemble du cône. Elles sont litées et riches en enclaves oxydées arrachées au substratum du volcan. Cette éruption est datée de  $4\ 060 \pm 90$  ans B.P.

**NRS. Nuées ardentes de la rivière Sèche.** Cette formation, qui n'a été reconnue que sur le flanc sud-ouest du volcan, affleure bien dans la rivière Sèche, et à son embouchure dans la carrière du morne Ponce.

Elle y forme la partie centrale et principale du front de taille. Dans le détail on reconnaît des niveaux de nuées ardentes de plusieurs types. Cette série d'événements a lieu vers  $3\,710 \pm 30$  ans B.P.

**NAB<sub>1</sub> ; NAB<sub>2</sub>. Nuées ardentes d'Ajoupa-Bouillon.** Une importante éruption à nuées ardentes s'est déroulée sur le flanc oriental du volcan. Elle a laissé d'importants dépôts (identifiés pour la première fois par Roobol et Smith, 1976) dans le secteur d'Ajoupa-Bouillon et Morne-Capot, de l'autre côté de la rivière Capot. Deux éruptions semblent pouvoir être identifiées, comparables au couple formé par les éruptions historiques de 1902 et 1929. La plus ancienne, également la plus importante quant au secteur affecté, est datée de  $2\,740 \pm 70$  ans B.P. (NAB<sub>1</sub>). La plus récente, caractérisée par des nuées de type 1903-1929 (ou encore de type Mérapi) bien canalisées, est datée de  $2\,400 \pm 50$  ans B.P. (NAB<sub>2</sub>).

**P4. Coulée de ponces.** Cet épisode est le premier d'une série de trois éruptions qui vont recouvrir les flancs ouest et sud de la montagne Pelée. La brèche grossière des écoulements ponceux a été canalisée dans les chenaux de la rivière Claire, de la Grande-Savane, et de la rivière la Falaise. Les nombreuses datations <sup>14</sup>C réalisées indiquent un âge de mise en place de  $2\,400 \pm 70$  ans B.P.

**P3. Coulée de ponces.** Il s'agit d'une éruption complexe, sans conteste la plus importante enregistrée par le volcan au cours de sa période récente. Elle englobe en particulier un événement paroxysmal de type "blast" (une déferlante cendro-ponceuse) qui a probablement tout détruit autour du cratère dans un rayon de 15 km. Les produits relatifs à cet événement ne sont pas représentés sur la carte, ni ceux qui résultant de l'explosion plinienne qui marque le début de l'éruption.

Les coulées de ponces ont comblé la Grande-Savane et façonné la morphologie de la plaine Saint-Pierre – Morne-Rouge. D'importants épanchements ont également eu lieu vers l'Est ; ils recouvrent ou s'emboîtent dans les dépôts de l'éruption P5 entre Ajoupa-Bouillon et Basse-Pointe. Cette éruption majeure est datée de  $2\,010 \pm 140$  ans B.P.

**P2. Coulée de ponces.** Les dépôts de coulées de ponces de cet événement se rencontrent dans les vallées des rivières Sèche (flanc ouest), la Falaise et Moulin (flanc est). Les ponces sont blanches, homogènes ou finement et discrètement rubanées. Elles ne se

distinguent pas de celles des autres événements ponceux. L'éruption est datée de  $1\ 670 \pm 40$  ans B.P.

**P1. Coulée de ponces.** C'est la dernière éruption ponceuse du volcan. Les coulées de ponces qui succèdent à une phase plinienne de faible ampleur ont essentiellement été canalisées par la rivière du Prêcheur. Elles sont datées de  $650 \pm 20$  ans B.P.

P2 et P1 se sont déroulées à une époque où les flancs et basses vallées de la montagne Pelée étaient occupés par les populations indiennes, Arawaks puis Caraïbes. Dans les sites archéologiques du Prêcheur et de Vivé (embouchure de la rivière Capot), leurs dépôts pliniens recouvrent les traces d'activité humaine.

**NRP. Nuées ardentes de la rivière des Pères.** Un certain nombre de dépôts de brèches grossières, discontinus et peu volumineux de nuées hétérogènes de type mai-août 1902 se trouvent au fond ou sur le flanc des vallées sud-occidentales du volcan. Seul l'affleurement de la rivière Sèche a été porté sur la carte. Ces événements très explosifs ont eu lieu entre 600 et 300 ans B.P.

**1902 ; 1929. Nuées ardentes péléennes.** Ce sont les deux éruptions magmatiques historiques du volcan, qui ont donné lieu aux premières descriptions de nuées ardentes liées à l'édification d'un dôme (Lacroix, 1904 ; Perret, 1935). Les dépôts des écoulements pyroclastiques ont comblé l'ancienne vallée de la rivière Blanche, aujourd'hui bordée par les rivières Sèche et Claire.

En 1902, les nuées ont débordé dans le Fond-Canonville et le long de la côte vers Saint-Pierre. Leurs dépôts, plus fins, ont été intensément exploités ces toutes dernières années pour faire du sable, et ont pratiquement disparu. Les produits volcaniques, très peu épais qui ont été émis vers l'Est (notamment lors de l'éruption de 30 août 1902), ne sont pas représentés sur la carte. On rappellera que la ville de Saint-Pierre et 28 000 personnes ont été anéantis lors du premier paroxysme de l'éruption de 1902 ; c'était le 8 mai vers 8 h du matin.

**D. Dôme de lave massive (âge non précisé).** Il n'a pas été possible d'attribuer un âge de mise en place aux formations massives présentes dans la partie centrale du volcan. C'est le cas pour les affleurements situés tout à fait en haut de la rivière Sèche et pour l'Aileron, un ancien dôme de lave bien visible dans la topographie du sommet du cône.

## FORMATIONS CALCAIRES

p-IV. **Calcaires du Céron et des îlets du Sud-Est.** Deux groupes d'affleurements discontinus de calcaire, non datables par la biostratigraphie, doivent être considérés comme récents eu égard à leur contexte géologique (calcaire de la rivière du Céron, le Prêcheur) ou à leur faciès couplé à leurs conditions de gisement (calcaire des îlets du Sud-Est).

● **Calcaires de la rivière du Céron.** Deux petites masses calcaires affleurent au fond de la rivière du Céron (Nord du Prêcheur), respectivement à 120 m et 150 m d'altitude. Elles sont intercalées dans les produits du volcan Mont-Conil probablement entre ceux de sa première phase d'activité (morne Citron) et ceux de sa deuxième phase (piton Mont-Conil). Ils se seraient donc formés vers 0,5 Ma, au toit ou sur le flanc des premiers édifices avant d'être entièrement recouverts par les coulées de lave des seconds édifices et soulevées.

Ces calcaires peuvent être définis en lame-mince comme des biomicrites plus ou moins recristallisées à fréquentes algues mélobésiées, polypiers, bryozoaires, échinodermes et bivalves.

La microfaune est essentiellement représentée par des amphisté-gines de grande taille et quelques foraminifères planctoniques : *Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*, *G. trilobus*, *Globigerina* sp.

Litho- et bio-faciès sont très comparables à ceux identifiés dans de nombreux échantillons rapportés au Pliocène supérieur – Pléistocène provenant d'affleurements (p. ex. Grande-Terre de Guadeloupe) ou de dragages (campagnes Arcante 1 et 3).

● **Calcaires du littoral et des îlets du Sud-Est.** Une série de petits affleurements, de calcaires coralliens et d'éolianites, situés entre le niveau de la mer et 10 m d'altitude, sont concentrés le long de la côte sud-est de l'île. On les trouve depuis la pointe de Massy-Massy (Sud du Vauclin) au Nord jusqu'à la pointe des Salines au Sud. Ils constituent notamment les îlets aux Chiens, la pointe septentrionale de l'îlet Chevalier, l'îlet Hardy, les îlets à Tois-Roux et la partie nord de la pointe Baham et le sommet de la Table-au-Diable.

A la pointe Massy-Massy et à la pointe la Rose (cul-de-sac Ferré), les microfaciès sont remarquablement homogènes : biosparites volcanoclastiques à fréquents petits débris d'algues mélobésiées, amphisté-gines, discorbidés, elphidiidés, gypsinidés, rotaliidés, miliolidés, rares *Archaias* et *Globigerinoides trilobus*. L'aspect "graveleux" qui

caractérise ces calcaires sur le terrain est dû à l'excellent classement granulométrique des éléments figurés. Signalons la présence à la pointe Massy-Massy de très rares fragments d'*Heterostegina* et *Mio-gypsina* remaniés du Miocène inférieur et provenant vraisemblablement d'horizons équivalents à ceux qui affleurent quelque 2 km au Nord (tuffites de Macabou).

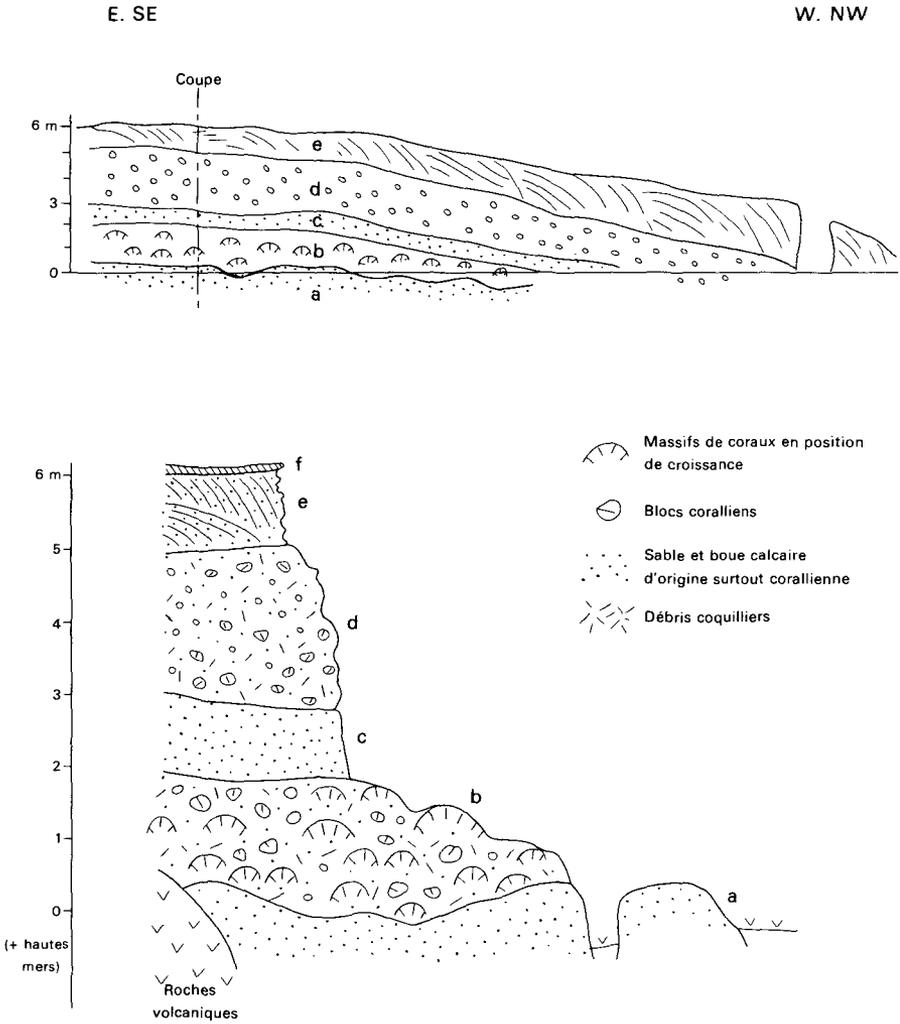
La coupe la plus représentative se trouve à la pointe Baham, dans la partie sud-est de la péninsule de Sainte-Anne. Cette dernière est en partie constituée, du côté nord, par des calcaires coralliens qui s'appuient à une falaise morte dans les roches volcaniques. La coupe montre, de bas en haut, les termes suivants (fig. 10) :

- (a) – grès-calcaire fin, gris-beige, affleurant largement sur l'estran, et visible sur au moins 1,5 m d'épaisseur ;
- (b) – calcaire à massifs de coraux en position de croissance, avec prédominance de méandrines, sur 1,5 m ;
- (c) – sable fin calcaire, blanc, consolidé sur 6,7 m ;
- (d) – brèche à blocs de coraux, avec sable grésifié coquillier interstitiel identique à (c) sur 1,8 m ;
- (e) – grès calcaire à fines stratifications entrecroisées dunaires (éolianites) sur 1,5 m ;
- (f) – croûte calcaire sur 0,15 m.

Les coraux en position de croissance montent jusqu'à 2,3 m au-dessus du niveau des plus hautes mers actuelles, et le sommet de la partie marine de la coupe (brèche corallienne) est à + 5 m. Des coupes identiques décrites à la Guadeloupe (Battistini *et al.*, 1986) ont été datées du dernier interglaciaire par la méthode  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ .

Au fond de l'anse de l'Ecluse (extrémité de la péninsule de Sainte-Anne), une brèche corallienne et coquillière identique à celle de la pointe Baham affleure sur 2,5 m d'épaisseur au-dessus du niveau des plus hautes mers. Grunevald (1961) signale un témoin de plage ancienne très consolidée accolé au rocher du Diamant jusqu'à + 8 m d'altitude, qui pourrait appartenir à ce même stationnement marin ancien.

Plusieurs îlots de la côte au vent de la péninsule de Sainte-Anne (îlets à Tois-Roux, îlet à Aigrettes, îlet Hardy, îlets aux Chiens) sont constitués par des grès calcaires à stratifications entrecroisées dunaires, à fins débris coquilliers, identiques à ceux qui coiffent la coupe de la pointe Baham. Attaquées par la mer en falaises abruptes,



**Fig. 10 - Coupes longitudinale et transversale des dépôts marins et dunaires pléistocènes du nord de la pointe Baham. Les lettres reportent au texte**

parfois avec ressaut de corrosion en encorbellement, ces éolianites gréso-calcaires ont une épaisseur d'au moins 10 m. A la différence de la pointe Baham où elles surmontent des dépôts marins, dans les îlets elles passent partout au-dessous du niveau marin actuel, sans laisser voir une base marine. Ces îlets sont les témoins résiduels d'un bourrelet dunaire grésifié probablement plus continu, mis en place du côté au vent de la péninsule de Sainte-Anne, à un moment où l'exondation partielle du plateau insulaire permettait la mobilisation, par le vent, d'un stock important de matériel sableux marin, probablement au moment de la régression qui suivit la période de haut-niveau marin du dernier interglaciaire (début du Würm), lors d'une oscillation climatique plus sèche. Ces éolianites seraient contemporaines de celles de Saint-François et du Moule, en Grande-Terre de Guadeloupe.

### *FORMATIONS SUPERFICIELLES*

Les formations superficielles ont été représentées sur la carte lorsqu'elles constituaient des ensembles suffisamment continus et épais pour masquer la nature des terrains sous-jacents, ou bien lorsqu'il s'agissait de niveaux relativement bien définis sur le plan stratigraphique.

Rentrent dans cette première catégorie, les plages (Mz), les mangroves côtières (c'est-à-dire les zones actuellement ou récemment colonisées par les palétuviers) et les colluvions (RFM), les principaux éboulis, et les alluvions récentes (Fz) ou anciennes (Fy).

Les argiles rouges riches en cristaux de quartz qui représentent des dépôts de cendres altérées en provenance des volcans des pitons du Carbet, illustrent la deuxième catégorie. Elles sont signalées par une pastille orangée incluant le sigle qz. Seuls les gîtes vraiment étendus sont cartographiés (v<sub>5</sub>A).

On a choisi de ne pas représenter, par souci de clarté, les tufs jaunâtres qui couvrent de façon plus ou moins continue toute la partie centrale de l'île. La distribution de ces cendres, originaires de la montagne Pelée, est indiquée dans un cartouche attenant à la carte géologique.

Les argiles nées de l'altération climatique des formations géologiques (origine supergène), altération souvent importante et profonde en raison du climat tropical humide qui règne sur les Petites Antilles, ne sont également pas prises en compte par la carte. La nature originelle du matériel altéré peut dans la plupart des cas être

identifiée, nous verrons plus loin sur quels critères, parfois il est vrai avec doute. Nous nous contenterons ici d'un court paragraphe sur ce sujet et renvoyons pour plus de détail aux travaux de l'ORSTOM (notamment à la carte pédologique de la Martinique à 1/20 000), à un rapport du BRGM (Allard *et al.*, 1980) et à la thèse de doctorat ès Sciences de Pons (1987). En revanche, les produits de l'altération hydrothermale sont représentés sur la carte et décrits dans le chapitre suivant.

Enfin, quelques glissements de terrain récents et relativement importants sont signalés, surtout en raison des menaces que ce type de phénomène érosif fait peser sur l'Homme. On en profite pour discuter des méga-loupes d'arrachement anciennes, repérables dans le paysage montagnoux martiniquais.

**v<sub>5</sub>A. Argiles rouges riches en cristaux de quartz (retombées de cendres en provenance des pitons du Carbet).** On observe parfois entre les tufs jaunâtres péleens et le substratum volcanique, des argiles rouges riches en cristaux de quartz, certains ayant des formes bipyramidées parfaites. Depuis les travaux de Deicha (1955) il est bien établi que ces quartz sont d'origine volcanique, si bien que les argiles qui les englobent sont considérées comme des cendres altérées. Leur distribution à l'Est et au Sud-Est des pitons du Carbet dont les produits volcaniques sont caractérisés par la présence, voire l'abondance, du quartz, indiquent qu'elles sont originaires de ce complexe volcanique. Il s'agit probablement de la retombée des nuages volcaniques qui accompagnaient l'émission des nuées ardentes et surtout des coulées de ponces (<sup>5</sup>B, <sup>8</sup>B, <sup>8</sup>pc), nuages qui atteignaient au cours des éruptions la zone des contre-alizés et, en conséquence étaient entraînés vers l'Est.

On retrouve des témoins de ces cendres depuis les hauts de Fort-de-France (quartier Fond-Zombi) et du Lamentin (quartier Chambord) jusqu'au Lorrain. Leur épaisseur est généralement inférieure à 1 m, mais au Nord-Ouest de Gros-Morne (quartier Bois-Lézards) et à l'Ouest de Sainte-Marie (quartier Fond-Saint-Jacques) des épaisseurs supérieures à 2 m ont été mesurées ; nous avons considéré que ces argiles, qui ont alors tendance à être litées, correspondent à des accumulations de cendres remaniées, et nous les avons incluses dans les conglomérats <sup>8</sup>C liés à la première phase d'activité du volcan des pitons du Carbet.

Les points d'observations sont signalés par une pastille, les affleurements plus étendus sont marqués par une plage (v<sub>5</sub>A).

**Fy. Alluvions anciennes.** On peut reconnaître des terrasses d'alluvions anciennes en inversion de relief par rapport aux cours et zones d'alluvionnement actuels des principales rivières. Celles des rivières Capot et du Lorrain, suffisamment étendues, sont portées sur la carte.

**Fz. Alluvions récentes.** Une couverture continue d'alluvions occupe le fond des basses vallées de l'ensemble des rivières de l'île. Selon la longueur et le régime permanent ou intermittent de celles-ci, on peut la suivre sur quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres en amont de leurs embouchures. Seules les rivières principales (Capot, du Lorrain, Lézarde, Blanche) possèdent des terrasses alluviales, souvent discontinues, dans leur partie moyenne.

Comme partout dans le monde, le niveau général de la mer a remonté d'environ - 100 m, où il se trouvait encore vers 18 000 ans B.P. (dernier stade du Würm), à un niveau proche du niveau actuel, il y a environ 6 000 ans, au cours de la transgression flandrienne. Au stade final de la transgression flandrienne l'ennoiement du relief continental par la mer a donné une côte à rias plus découpée que la côte actuelle. Depuis 6 000 ans, les apports de sédiments par les rivières ont colmaté le fond des rias, créant un grand nombre de petites plaines qui se raccordent au niveau marin actuel. La plus grande plaine de niveau de base de la Martinique, utilisée pour la construction de l'aéroport international, est la plaine du Lamentin, qui résulte d'un remblaiement actif du fond de la baie de Fort-de-France par les sédiments apportés par la convergence de nombreuses rivières. Le morne Marly, le morne Doré, le Petit Morne et le morne Rouge, sont d'anciennes îles, aujourd'hui englobées dans cette plaine. Le colmatage du fond de la baie de Fort-de-France se poursuit actuellement de manière active, ainsi que le montre l'existence d'une frange de mangrove en voie de progradation rapide.

Les forages géotechniques et hydrogéologiques implantés dans les zones alluviales, notamment dans le delta de la rivière Madame où le centre de la ville de Fort-de-France est édifié, permettent de préciser la nature et l'épaisseur des alluvions.

D'une façon générale il s'agit de conglomérats plus ou moins grossiers, de silts et d'argiles, formant des lentilles superposées ou emboîtées entre elles de façon complexe. Les épaisseurs communément mesurées sont comprises entre 5 et 35 m.

**RFM. Mangroves et/ou colluvions.** Les mangroves\* sont localisées en fond de baie, en position abritée. Elles sont alimentées en matériaux détritiques fins du type colluvion lorsque le réseau hydrographique périphérique est peu développé. Ces zones sont constituées d'argiles et de silts (vases), alternant avec des niveaux tourbeux plus ou moins massifs. La zone côtière sud-orientale de la Martinique (presqu'île de Sainte Anne) offre de bons exemples de ce type de sédimentation (p. ex. les Salines, la baie des Anglais, la zone arrière de l'anse Trabaud...).

Le plus vaste ensemble de forêt de palétuviers de la côte sous le vent est celui du Lamentin et de la baie de Genipa au fond de la baie de Fort-de-France. Des mangroves assez étendues existent aussi dans le Cul-de-Sac du Marin et près de Sainte-Luce, à l'embouchure de la rivière Pilote. Sur la côte au vent, le récif-barrière crée une situation d'abri qui permet à la mangrove de se développer dans de nombreux fonds d'anses en arrière du lagon, entre la presqu'île de la Caravelle et la région du Vauclin. Sur la côte au vent de la presqu'île de Sainte-Anne, la mangrove de la baie des Anglais s'explique par une situation d'abri due au récif frangeant et aux îlots formés par les éolianites pleistocènes.

Une zone colluviale de forme assez tourmentée existe entre les reliefs du morne Pitault et le François. L'épaisseur des colluvions, lorsqu'elle a été reconnue par sondage, est indiquée sur la carte.

Pour plus de renseignements on se reportera à l'ouvrage de Pons (1987). Nous retiendrons ici que la vase, constituant principal des mangroves est composée en moyenne pour 75 % de smectites et pour 25 % de kaolinite.

\* La mangrove est un milieu sédimentaire vaseux qui se développe en zone intertropicale, dans les endroits abrités et calmes : baies ou embouchures de fleuves. C'est une zone de transition entre le milieu terrestre et le milieu marin qui est colonisée par une flore et une faune originales, dotées de nombreuses adaptations et se disposant suivant des aires en relations avec le degré de salinité, déterminant ainsi :

- la zone à palétuviers rouges (*Rhizophora mangle*) en contact permanent avec la mer ;
- la zone à palétuviers blancs (*Avicennia nitida*) ; ces arbres se distinguent des précédents par leurs pneumatophores, sortes de protubérances verticales qui émergent de la base ;
- la zone à mangliers blancs (*Conocarpus racemosa*) et mangliers gris (*Languncularia racemosa*) ; moins influencée par la salinité, cette zone fait la transition avec la terre ferme (Pons, 1987).

**Mz. Plages.** La dynamique littorale actuelle est commandée par l'opposition entre une côte au vent, du côté est de la Martinique exposé à la grande houle d'alizé, et une côte sous le vent. Les plus beaux cordons sableux sont dans le Sud de l'île, où ils sont alimentés en matériel corallien : anse Trabaud, Grande Anse des Salines (la plage la plus célèbre de l'île), et pointe du Marin, dans la presqu'île de Sainte-Anne ; Grande Anse du Diamant et anse d'Arlets dans la presqu'île du Sud-Ouest. Entre la presqu'île de la Caravelle et le Vauclin, le littoral, abrité de la grande houle par le récif-barrière, est peu régularisé et présente une morphologie de petites rias partiellement envasées. Entre la presqu'île de la Caravelle et le Lorrain, l'exposition à la grande houle d'alizé a favorisé au contraire la construction de cordons sableux ou de galets en fond d'anses : Sainte-Marie, baie Saint-Jacques, anse Charpentier. Les rivages de la montagne Pelée et du massif du Carbet sont généralement accores, les formes de régularisation se limitant à des éléments étroits de cordons littoraux, par exemple dans les secteurs du Prêcheur et de Saint-Pierre, où l'essentiel du matériel utilisé pour la régularisation du littoral est d'origine volcanique.

La nature des sables formant les plages de la Martinique et l'extension de ces dernières sont fortement dépendantes de l'histoire volcanique de l'île. On distingue très schématiquement quatre zones principales (cf. Pons, 1987) :

- une zone septentrionale, de Fort-de-France au Nord de la Trinité où les plages sont peu développées, avec des sables très peu carbonatés ( $\leq 10\%$  de  $\text{CaCO}_3$  ; sauf à l'anse Charpentier et au Fond-Saint-Jacques) et localement riches en minéraux lourds (par ex. 54 % de M.L. dans la fraction 0,5 - 0,1 mm, avec 3 % de  $\text{CaCO}_3$  au Lorrain). Ces minéraux de teinte sombre peuvent être répartis uniformément dans la masse sableuse (le Carbet), concentrés en lits discontinus, ou constituer la plus grande partie de la plage pour donner des "sables noirs" (Macouba, Sainte-Marie,...) ;
- une zone méridionale, du Nord du Vauclin à l'anse Mabouya, très bioclastique, avec en moyenne 88 % de  $\text{CaCO}_3$ . On peut y noter, mais très localement, des teneurs assez fortes en minéraux lourds (par ex. 71 % de la fraction 0,5 - 0,1 mm, à la pointe Marin) ;
- deux zones intermédiaires, à l'Est et au Sud-Ouest, avec une moyenne de 62 % de  $\text{CaCO}_3$ , mais recouvrant en fait des valeurs oscillant dans une assez large fourchette, et, dans le secteur sud-ouest, avec des concentrations locales en minéraux lourds (par ex. Petite Anse du Diamant, Grande Anse d'Arlet, anse Dufour).

Les minéraux lourds sont essentiellement constitués d'hypersthène, d'augite, de hornblende brune, de magnétite et d'ilménite.

**Glissements de terrain.** L'érosion des reliefs martiniquais procède essentiellement par glissements de terrain. Suite à de fortes pluies, des pans entiers de formations préalablement altérées se détachent et glissent en bas des pentes sous la forme de coulées de boue et débris, laissant dans le paysage une loupe d'arrachement.

La retombée orientale du volcan-bouclier du morne Jacob, entre la Trinité et le Lorrain, est particulièrement sujette à ce type de phénomène qui constitue une menace sérieuse pour l'Homme et les infrastructures socio-économiques. De nombreux glissements de terrain y ont eu lieu ces dernières années, produisant des coulées boueuses de quelques milliers à quelques millions de m<sup>3</sup> en volume et des loupes d'arrachement de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres de large. Parmi les plus récents citons ceux du quartier Bézaudin (WSW de Sainte-Marie), et celui du quartier Bas-Céron (SSW du Lorrain).

Des traces d'arrachements anciens, d'ampleur plurikilométrique cette fois, sont visibles sur le flanc occidental du morne Jacob (alentour du morne Jacob *s.s.*), au pied du morne des Cadets, côté rivière du Carbet, et sur la retombée méridionale du massif du mont Conil, au niveau du piton Marcel et du morne Julien. On constate que ces méga-loupes d'arrachement jalonnent des failles majeures de direction NW-SE ou NE-SW.

Il est alors logique de rechercher l'origine du glissement dans un rejeu de celles-ci. On notera que la structure de la rivière du Carbet pourrait être liée à une autre cause et représenter un mur partiel de caldéra d'effondrement.

**E. Eboulis.** Il y a très peu d'éboulis, en Martinique, qui ont une extension et une épaisseur suffisante pour justifier d'une cartographie à l'échelle du 1/50 000. Ce faible développement des éboulis est sans aucun doute lié au climat tropical chaud et humide, qui favorise le glissement de terrain aux dépens de l'éboulement plus ou moins continu.

Ainsi les roches, stabilisées par une végétation luxuriante, sont préférentiellement altérées en place, et les éboulements, néanmoins produits, entraînés rapidement lors des pluies cycloniques (plusieurs par siècle).

Il n'est pas étonnant, compte tenu de ces remarques, que le principal éboulis reconnu occupe les pentes d'un plateau coiffé de roches massives et peu altérées, car récentes et situées dans un des secteurs les plus arides de l'île (périphérie du morne La Plaine, à l'Est des Anses-d'Arlet). Les éboulis cartographiés dans les massifs du Carbet (flancs de la rivière de Fond-Layaye, Nord-Ouest de Schoelcher ; Grand-Fond ; flancs de la rivière du Carbet, Sud-Ouest de Fonds-Saint-Denis), et de la Pelée (Fond-Canonville ; morne Julien), appartiennent à ce type de contexte.

**Tufs jaunâtres (retombées de cendres en provenance de la montagne Pelée).** Dans la moitié nord de la Martinique des "tufs" jaunâtres à brunâtres plus ou moins lités, reposent sous le sol actuel, sur n'importe laquelle des formations géologiques portées sur la carte. L'abondance, l'étendue et l'épaisseur des dépôts conservés sur le terrain croissent du Sud vers le Nord, c'est-à-dire au fur et à mesure qu'on se rapproche de la montagne Pelée. Il s'agit en effet de retombées de cendres en provenance du volcan actif martiniquais, émises lors des paroxysmes ponceux (explosions pliniennes) et des grandes éruptions de type Saint-Vincent qui ont caractérisé sa période d'activité intermédiaire.

Les dépôts de cendres pliniennes se présentent sous forme de bancs jaunâtres à brunâtres, meubles, de teinte uniforme ou pigmentés de petites taches blanches qui représentent des lapilli ponceux ou des minéraux libres de plagioclase totalement altérés, selon qu'elles sont de taille centimétrique ou millimétrique. Ce type de dépôt est le plus communément représenté.

Les dépôts originaires des panaches cendreux accompagnant les nuées ardentes de type Saint-Vincent, sont plus sombres et riches en minéraux libres de pyroxène, amphibole et plagioclase. Ceci est conforme au caractère plus basique du magma mis en jeu dans ce genre d'éruption. Un seul dépôt de cendres basiques, probablement lié à l'éruption NSV, a été reconnu. Il est généralement réduit à moins de 20 cm d'épaisseur, et apparaît intercalé entre des niveaux cendroponceux d'origine plinienne.

L'épaisseur cumulée des niveaux de cendres qui constituent les "tufs" jaunâtres, varie de moins de un mètre à quelques 7-8 m à proximité du volcan, comme le montre un des schémas portés en cartouche de la carte.

## Effets de l'altération climatique

Le climat tropical humide qui règne en Martinique transforme petit à petit les roches volcaniques, quel que soit leur faciès, en une argile ferrifère de couleur rouge. Cette altération de type supergène est fonction de l'âge, de la nature des formations, et du régime des pluies auquel elles sont soumises, ce dernier dépendant de l'altitude et de leur situation au vent ou sous le vent des reliefs. On observe ainsi tous les degrés de l'altération, depuis les roches parfaitement saines jusqu'aux argiles où plus aucune structure primaire n'est reconnaissable.

D'une façon générale, ce stade ultime n'est pas inscrit suffisamment en profondeur (plus qu'une dizaine de mètres) dans les roches pour rendre méconnaissable des surfaces importantes de formations. Le relief et le réseau hydrographique aidant (mais aussi les travaux de génie civil), on peut toujours trouver des affleurements où les structures primaires sont conservées.

Les *coulées de lave* s'altèrent à partir des réseaux de fissures primaires (fentes de rétraction thermique) ou secondaires (tectonique). L'argilisation isole des blocs de lave saine qui se réduisent petit à petit en prenant une forme arrondie : c'est l'altération en boules. Les dessus de coulées altérées sont alors caractérisés par des blocs plus ou moins gros, plus ou moins arrondis, émergeant d'un fond argileux rouge. On peut les confondre avec des dépôts de lahar ou de conglomérats altérés en l'absence d'affleurement. On notera que les blocs présentent dans ce cas les mêmes caractéristiques texturales et minéralogiques, tandis que ceci est plus exceptionnel pour les lahars et conglomérats qui sont très généralement polygéniques. Lorsque l'altération a fait disparaître les dernières boules de lave saine, la roche conserve longtemps sa texture. On reconnaît assez bien des laves porphyriques à la présence des phénocristaux de plagioclase qui apparaissent sous forme de parallélogrammes à bords plus ou moins convexes de couleur blanche, dans le fond rouge de la roche. Cette "fabrique" régulière des laves massives ne se retrouve pas dans les brèches argilisées originellement hétérogènes et/ou polygéniques, et permet de faire la distinction entre ces deux grands groupes de roches.

Les *dépôts de cendres* et de ponces se transforment en argile beige à brune. Les ponces forment, dans un stade intermédiaire de l'altération, des taches jaunes qui se "résorberont" petit à petit. Les retombeées pliniennes liées à l'éruption P5 de la montagne Pelée illustrent

bien le jeu différentiel de l'altération entre les reliefs au vent et sous le vent du volcan. Côté atlantique, les dépôts sont déjà profondément argilisés, tandis que côté caraïbe, ils sont toujours sains.

Les *hyaloclastites* miocènes et pliocènes constituant le fond de dépressions morphologiques mal drainées, sont totalement argilisées, alors que celles affleurant en bordure de côte, de route ou en falaises, restent bien rocheuses. La dépression du quartier La Manzo, au Sud-Ouest du François montre à cet égard des faciès particulièrement transformés qui ne sont plus identifiables que par les dykes, mieux conservés, qui les recourent.

Ces différents états d'altération correspondent à l'apparition, en proportion plus ou moins grande, de smectite en milieu confiné, de kaolinite en milieu bien drainé, ces deux espèces étant accompagnées d'oxydes et d'hydroxydes de fer et d'aluminium en proportions variables. Les types de sols qui en découlent sont nombreux et peuvent être regroupés de la manière suivante (Allard *et al.*, 1980) :

– les *ferrisols* constituent une grande partie des sols en région humide. Ils sont saturés contenant 50 à 60 % de kaolinite désordonnée avec une importante fraction d'hydroxyde de fer ou de goëthite ;

– les *sols ferralitiques* et les *sols montmorillonitiques* sont fréquents et variés. La proportion de montmorillonite diminue de la base vers le haut du profil, et l'on note la présence d'hydroxyde de fer en quantité non négligeable. La montmorillonite se transforme en argile de type kaolinique par suite de la perméabilité relative de ces sols ;

– les *vertisols* sont présents dans les zones sèches situées au vent, ou dans ceux des secteurs sous le vent où le déficit en eau est relativement important. Ce sont des argiles à montmorillonite, compactes et adhérentes lorsqu'elles sont humides. Elles se contractent en période sèche et de larges fissures y apparaissent. La séquence est généralement peu épaisse ;

– les *sols à allophanes* sont formés sur des produits de projection volcanique (cendres et ponces) très récents. Ils sont très perméables et l'infiltration de l'eau crée une altération très rapide en profondeur.

Dans les zones constamment humides, on constate la formation d'allophanes, substance argileuse très particulière qui a une faculté d'absorption d'eau considérable.

Ces sols argileux se trouvent sur les flancs montagneux du Nord ; dans le centre de l'île sur des terrains plus anciens, enfin ils peuvent renfermer de la *gibbsite* (élément important pour l'agriculture) ;

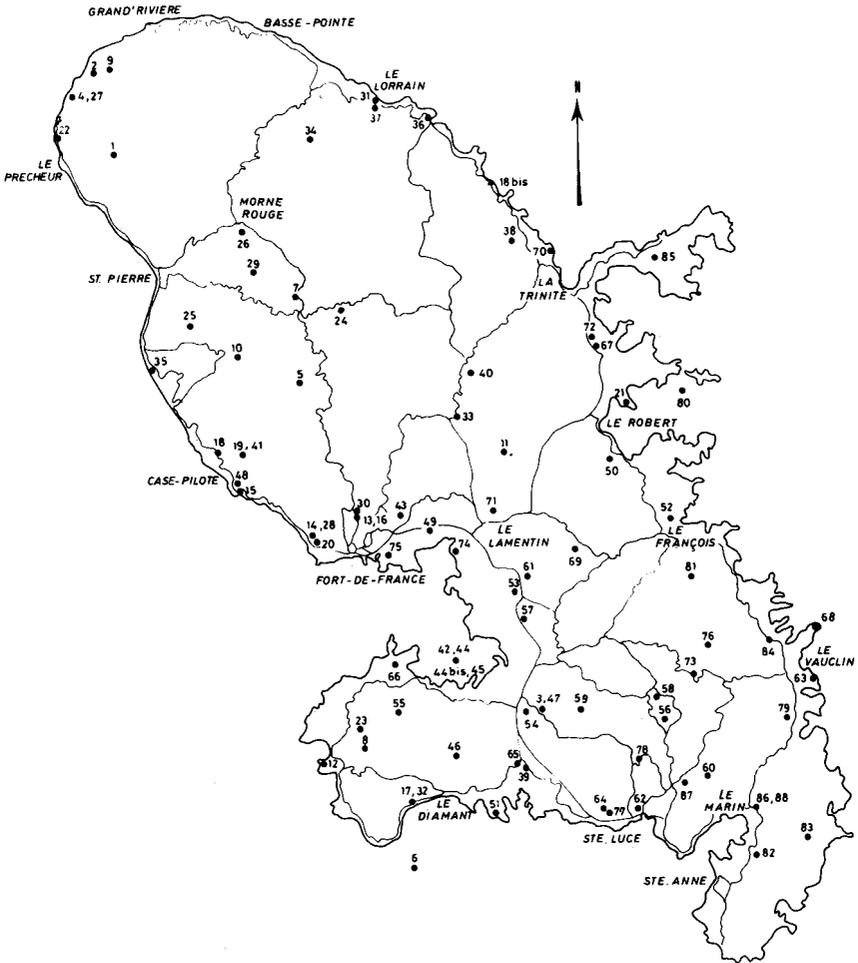


Fig. 11 - Localisation des échantillons analysés dans le tableau 2

**TABLEAU 2 - DATATION DES ÉCHANTILLONS DE  
MARTINIQUE ANALYSÉS PAR LA  
MÉTHODE DU POTASSIUM-ARGON**

Numéro échantillon	Référence de l'auteur	Localité	Nature	K %	Ar mole 10 <sup>-12</sup> g <sup>-1</sup> TPN	% radio-génique		T. 10 <sup>6</sup> ans	
								± 2 σ	
1	BE.MW 20 K.RT	Pied Sud morne du Bourg, le Prêcheur	AN	0,94	(0,724 0,665)	7,5 3,5	0,44 0,40	{ (0,40 ± 0,20)	
2	BA.MW 56 W.RT	Morne à Lianes, Massif du Mont Conil	AN	1,02	(0,912 0,884)	39,0 40,7	0,51 0,50	{ 0,51 ± 0,05	
3	BA.MW 34 H.RT	C.E.S. de la Rivière Salée	AN	0,84	(0,167 0,390 0,474 0,740)	0,5 1,2 2,0 7,3	0,11 0,27 0,33 0,51	{ Isochrone : R <sub>1</sub> = 289 ± 2,5 0,63 ± 0,10	
4	NA.M 122.RT	Morne du Céron Massif du Mont Conil	AN	0,72	(0,723 0,874)	10,0 16,0	0,58 0,70	{ 0,64 ± 0,10	
5	BE.W 14 A.RT	Eboulis du Piton Dumauzé, Pitons du Carbet	AN	0,77	(1,046 1,262)	14,8 10,7	0,78 0,94	{ 0,86 ± 0,10	
6	BE.MW 5 Z.RT	Rocher du Diamant, Le Diamant	DA	1,29	(2,541 1,780)	1,5 1,1	1,14 0,80	{ (0,97 ± 0,20)	
7	NA.M 125.RT	Piton Gelé, Massif du Carbet	AN	1,13	(2,199 1,967)	47,0 43,0	1,12 1,00	{ 1,06 ± 0,10	
8	RE.MW 29 R.RT	Eboulis SE du Morne La Plaine, Anses d'Arlets	BA	0,52	(1,059 1,003)	8,7 8,4	1,18 1,11	{ (1,15 ± 0,20)	
9	BA.MW 56 Y.RT	Entre Piton Mont Conil et Cap St Martin	AN	0,74	(1,895 1,176)	16,1 11,0	1,48 0,92	{ 1,20 ± 0,20	
10	BR.M 306.B	Canton Suisse (Morne Vert)	AN	5,29	11,276	12,6	1,23	{ 1,23 ± 0,06	
11	BA.BLA 52.RT	Carotte forage, Riv. Blanche	DA ?	1,91	5,462	74,9	1,64	{ 1,64 ± 0,10	
12	BE.MW 8 A.RT	Pointe Burges, Anses d'Arlets	BA	0,70	(2,092 2,092)	1,26 1,26	1,72 1,72	{ (1,72 ± 0,20)	
13	RE.MW 10 Z.RT	Route de Balata niveau route des Rochers N. de Fort de France	AN	1,24	3,897	30,0	1,81	{ 1,81 ± 0,15	
14	RE.MW 1 W.RT	Ū, entrée Sud de Schoelcher	AN	1,25	4,037	23,8	1,87	{ 1,87 ± 0,17	
15	BE.MW 27 S.RT	Fond Bourlet, Case Pilote	AN	1,26	(3,748 4,577)	22,8 29,3	1,71 2,09	{ 1,90 ± 0,30	
16	BR.702305.RT	Route de Balata niveau route des Rochers N. de Fort de France	AN	1,25	(4,719 4,050)	24,4 28,9	2,18 1,87	{ (2,02 ± 0,20)	
17	BE.MW 13 T.RT	ŪW du Diamant	AN	1,00	(3,321 3,670)	3,3 4,7	1,91 2,11	{ (2,02 ± 0,30)	
18	NA.M117.RT	Bord de route, N. de Case Pilote	AN	0,98	(3,657 3,479)	42 45	2,15 2,05	{ 2,10 ± 0,10	
18 bis	NA.M114.RT	Anse Madame Marigot	AN	1,10	(4,144 4,090)	51 48	2,17 2,14	{ 2,10 ± 0,10	
19	BA.MW 8 K.RT	Rivière de Case Pilote (altitude 80 m)	AN	1,23	4,799	35,6	2,25	{ 2,25 ± 0,15	
20	RE.MW 38 Y.F	Plateau Fofa, W. Fort de France	DA	0,26	1,058	5,0	2,35	{ (2,35 ± 0,30)	
21	BR.702310.RT	Le Robert - (Coulée zéolitisée)	BA	0,66	(2,685 2,707)	11,1 7,9	2,34 2,37	{ (2,36 ± 0,17)	
22	BA.MW 27 R.RT	Nuée ardente, Pelée, Le Prêcheur	AN	0,79	3,238	35,6	2,37	{ (2,37 ± 0,15)	
23	BA.MW 30 M.RT	Sommet Morne Bigot, Trois Îlets	AN	0,67	(2,964 3,262 3,342 11,080)	56,8 33,7 47,9 10,2	2,54 2,80 2,87 9,48	{ Isochrone : R <sub>1</sub> = 317 ± 5 2,57 ± 0,15	
24	BR.M 303.RT	Morne du Lorrain, Sud du Morne Jacob	AN	1,02	(4,527 4,590)	28,8 29,1	2,56 2,59	{ 2,58 ± 0,08	
25	BA.MW 4 Q. RT	Ū Pied Petit Piton E. du Carbet	AN	1,55	6,973	49,6	2,60	{ 2,60 ± 0,15	

Numéro échantillon	Référence de l'auteur	Localité	Nature	K %	Ar mole $10^{-12} \text{ g}^{-1}$ TPN	% radio-génique	T. $10^6$ ans $\pm 2 \sigma$	
26	BA.MC 127.RT	Morne Balisier (Morne Rouge)	AN	1,55	(7,169 6,820)	69,2 69,6	2,66 2,53	2,60 $\pm$ 0,10
27	BR.M 246.H	Morne du Céron	AN	0,23	(0,947 1,209)	3,7 5,9	2,33 2,98	(2,43 $\pm$ 0,34)
28	NA.M 137.RT	U aband. de Schoelcher Entrée Sud de Schoelcher	AN	1,14	(5,219 5,263)	59,0 58,0	2,64 2,66	(2,65 $\pm$ 0,15)
29	BA.MC 128.RT	Qt Parnasse entre Morne Rouge et Fonds St Denis	AN	1,20	5,575	20,3	2,68	2,68 $\pm$ 0,17
30	RE.MW 38 Z.F	Route de Balata ; recouvre éch. 16	DA	0,19	0,876	4,4	2,69	(2,69 $\pm$ 0,35)
31	BA.MW 48 F.RT	Sortie Nord du Lorrain	BA	0,41	2,340	22,7	3,33	(3,33 $\pm$ 0,25)
32	BR.M 314 R.T.	Le Diamant	DA	0,24	1,459	16,3	3,47	3,47 $\pm$ 0,20
33	NA.M 115.RT	Elément conglomérat E. de St Joseph - Bord Riv. Blanche	AN	1,14	(6,690 7,583)	16,0 18,0	3,38 3,83	(3,61 $\pm$ 0,30)
34	BA.MW 51 F.RT	Fond Labour, S.E. D'Ajoups Bouillon	AN	2,00	13,770	15,1	3,97	3,97 $\pm$ 0,30
35	BR.M 304.H	Hotel Latitude, Le Carbet	DA	0,28	1,980	8,8	4,03	(4,03 $\pm$ 0,30)
36	NA.M 113.RT	Bord de route 0,5 km N. de Marigot	AN	1,12	(7,493 8,340)	25,0 35,0	3,85 4,29	4,07 $\pm$ 0,20
37	BA.MW 48 E.RT	C.E.S. du Lorrain (recouvre 31)	AN	1,03	7,508	20,3	4,20	4,20 $\pm$ 0,30
38	BR.702307.RT	Morne Moco, Sud de Ste Marie	BA	0,56	(3,870 4,630)	17,1 27,4	3,98 4,76	4,37 $\pm$ 0,25
39	BR.M 312.RT	Quartier Les Côteaux S. de Rivière Salée	AN	0,77	(6,543 6,990)	6,6 7,2	4,89 5,23	(5,06 $\pm$ 0,50)
40	BA.MW 48 P.RT	Distillerie St Etienne, Gros Morne	BA	0,37	(3,947 3,516)	24,4 16,4	6,19 5,55	5,87 $\pm$ 0,40
41	BE.MW 8 K.RT	Riv. de Case Pilote, Case Pilote	AN	1,22	(13,235 13,152)	4,0 4,5	6,25 6,21	(6,23 $\pm$ 0,90)
42	BE.MW 17 T.RT	Gros Ilet, Baie du Lamentin	DA	2,04	(21,335 23,182)	59,4 76,5	6,02 6,54	6,30 $\pm$ 0,50
43	BA.MW 18 R.RT	Forage M 53 - Riv. Monsieur - Fort de France	AN	1,25	14,100	55,2	6,50	6,50 $\pm$ 0,30
44	BE.MW 17 T.B	Gros Ilet, Baie du Lamentin	DA	7,18	81,104	43,6	6,50	6,50 $\pm$ 0,50
44 bis	BA.MW 17 T.B	Gros Ilet, Baie du Lamentin	DA	7,18	(76,250 86,330)	29,1 61,3	6,11 6,92	6,52 $\pm$ 0,40
45	BA.MW 15 B.F	Gros Ilet, Baie du Lamentin	DA	0,38	12,980	32,0	6,67	6,67 $\pm$ 0,30
46	BA.MW 24 R.RT	Sommet Morne Pavillon presqu'île Trois Ilets	AN	1,30	15,910	40,6	7,04	7,04 $\pm$ 0,40
47	RE.MW 34 I.H	Sortie S.E. de Rivière Salée	DA	0,11	1,304	6,6	7,08	(7,08 $\pm$ 0,75)
48	BR.M 307.H	U Hbtion Choiseul, Case Pilote	DA	0,26	3,194	13,0	7,10	(7,10 $\pm$ 0,34)
49	BA.MW 48 V.RT	Gr. de la Californie entre F. de F. et le Lamentin	AN	1,21	(15,530 14,450)	20,8 15,6	7,42 6,88	7,15 $\pm$ 0,60
50	BA.MW 42 A.RT	Gr. Rivière Cacao, S.SE du Cabot	BA	0,46	(6,099 6,595)	28,6 23,5	7,71 8,33	8,02 $\pm$ 0,50
51	BR.702314.RT	Gr. Taupinière, E. du Diamant	AN	1,33	19,251	56,7	8,33	8,33 $\pm$ 0,25
52	BA.MW 42 H.RT	Carrière abandonnée N. du François	AN	0,59	8,865	12,8	8,66	8,66 $\pm$ 0,70

Numéro échantillon	Référence de l'auteur	Localité	Nature	K %	Ar		% radio-génique	T. 10 <sup>6</sup> ans	
					mole 10 <sup>-12</sup> g <sup>-1</sup>	TPN		± 2 σ	
53	BA.MC 21.RT	U Fenelon. Pays Noyé. N. de Ducos	BA	1,35	20,680		12,7	8,82	8,82 : 0,70
54	RE.1182-43.RT	Forage Hbtion Laugier. S. de Rivière Salée	AN	1,25	(19,010 19,540		30,0 37,2	8,74 9,02	8,89 : 0,50
55	BA.MW 23 P.RT	Qr. Concorde. S. des Trois Ilets	AN	1,13	17,520		47,3	8,93	8,93 : 0,40
56	BA.MW 49 V.RT	Qr. Baudelle. N. de Rivière Pilote	BA	0,69	(11,000 10,420		51,5 43,8	9,19 8,72	8,96 : 0,30
57	BA.MW 38 D.RT	Hbtion Bonne Mère. S. de Ducos	AN	1,00	15,890		36,4	9,14	9,14 : 0,40
58	BA.MW 37 W.RT	Régale de Rivière Pilote	AN	0,75	12,400		70,2	9,48	9,48 : 0,30
59	BA.MW 36 H.RT	Qr. Desmarinières SE Rivière Salée	AN	1,12	19,040		28,6	9,76	9,76 : 0,40
60	BA.MW 22 P.RT	Mare Capron entre Rivière Pilote et Le Marin	BA	0,91	(16,280 14,760		23,7 17,3	10,34 9,38	9,86 : 0,50
61	BA.MW 40 V.RT	Qr. la Salette - N. de Ducos	BA	0,44	7,609		4,9	9,88	(9,88 : 1,40)
62	BA.MW 27 M.H	1 km au N. de Ste Luce	AN	0,48	(8,189 8,433 8,779 8,335 9,022		46,0 53,4 48,1 48,3 56,2	9,77 10,06 10,47 9,96 10,76	Isochrome : 8,4 : 0,50 R <sub>1</sub> = 355 ± 10
63	BR.702315.RT	Pointe Faula S. Le Vauclîn	BA	0,73 0,74	(12,690 13,586		24,5 36,7	10,00 10,60	10,30 : 0,40
64	RE.MW 39 F.F	Qr. Corps de Garde - S. de Ste Luce - (sous MW 39 E - éch. 77)	AN	0,16	2,934		18,0	10,54	10,54 : 0,50
65	NA.M 136.RT	U Qr. Médecin (entre Diamant et Rivière Salée)	AN	1,31	(21,677 26,450		78,0 70,0	9,52 11,61	10,57 : 1,00
66	BR.M 318.RT	Qr. Wallon NW Trois Ilets	BA	0,96	(17,890 17,511		11,1 11,0	10,70 10,49	10,60 : 0,50
67	BA.MW 42 W.RT	Lestrade (Robert) (lave aphyrique)	AN	0,42	7,973		64,7	11,05	11,05 : 0,30
68	BA.MW 49 Z.RT	Pointe du Vauclîn N. du Vauclîn	AN	0,93	17,970		27,3	11,09	11,09 : 0,30
69	BA.MW 42 L.RT	Croix Rivoail - Morne Pitault	BA	0,77	(16,130 14,150		21,1 17,2	12,08 10,60	11,35 ± 1,00
70	BA.MW 47 M.RT	Anse à Dièque (N. de Trinité)	AN	0,37	(7,551 7,327		46,6 45,7	11,79 11,45	11,62 : 0,20
71	NA.M 138.RT	U du Morne Doré N. du Lamentin	BA	1,13	(25,250 23,420		24,0 22,0	12,84 11,91	12,38 : 0,50
72	BA.MW 47 W.RT	Entre sucrerie du Galion et Qr. Lestrade - N. du Robert	BA	0,25	(5,167 5,446		44,2 37,3	12,07 12,72	(12,40 : 0,30)
73	NA.M 129.RT	Vieille Terre - SW Mgne du Vauclîn	BA	0,68	(15,031 14,897		75,0 76,0	12,70 12,59	12,65 : 0,30
74	BA.MC 64.RT	Morne Cabrit (W. du Lamentin)	AN	1,01	23,620		23,2	13,44	13,44 ± 0,40
75	BA.MW 12 S.RT	Fort de France Qr. T.S.F.	AN	0,82	19,510		54,4	13,69	13,69 : 0,20
76	BE.P 15 H.RT	Le Vauclîn (Montagne du Vauclîn)	AN	0,60	(16,523 13,185		32,7 21,8	15,81 12,63	(14,22 : 1,6)
77	RE.MW 39 E.H	Qr. Corps de Garde - W. de Ste Luce	AN	0,46	11,460		33,8	14,28	(14,28 : 0,30)
78	NA.M 135.RT	N. Ste Luce - Flanc est - Morne Caraïbe - Qr. Coulange	AN	1,16	(30,598 29,616		40,0 38,0	15,15 14,66	(14,90 : 0,40)

Numéro échantillon	Référence de l'auteur	Localité	Nature	K %	Ar mole 10 <sup>-12</sup> g <sup>-1</sup> TPN	% radio-génique	T. 10 <sup>6</sup> ans	
							± 2 σ	
79	NA.M 131.RT	U du Paquemar - S. du Vauclin	BA	0,77	20,606 (19,848	81,0 81,0	15,37 14,80	{ 15,09 ± 0,30
80	BA.MW 44 B.RT	Ilet à Eau - Baie du Robert	AN	0,67	18,250	19,0	15,69	{ 15,69 ± 1,10
81	BE.P 12 C.RT	Carrière de Bois Soldat - Le François	AN	0,82	22,567 (22,783	25,4 29,5	15,80 16,00	{ 15,90 ± 1,00
82	BA.MW 22 Z.RT	Piton Crève Coeur Ste Anne	BA	0,41	12,950	43,1	18,12	{ 18,12 ± 1,30
83	BA.MW 26 P.RT	Gr. Fond Repos - Ste Anne	DA	0,85	28,380	57,4	19,15	{ 19,15 ± 1,30
84	BE.P 14 O.RT	Hbtion Benguette Le Vauclin	AN	0,90	29,209 (30,986	8,1 4,2	18,62 19,75	{ (19,19 ± 8,0)
85	BA.MW 28 I.RT	Morne Pavillon - Presqu'île de la Caravelle	AN	0,81	29,870 (27,660	81,8 76,6	21,17 19,61	{ (20,40 ± 1,00)
86	BA.MA 750.RT	U du Marin - Le Marin (idem éch. 88)	DA	1,09	45,100 { 43,100 41,380 42,440	66,7 84,5 78,0 81,3	23,66 22,62 21,72 22,27	{ (22,56 ± 1,00)
87	BA.MW 25 S.RT	Rocher à Zombi - Rivière Pilote	AN	1,00	55,530	22,4	27,12	{ (27,12 ± 2,00)
88	NA.M 132.RT	U du Marin Le Marin (idem éch. 86)	DA	1,07	66,905 (69,581	15,0 17,0	35,70 37,11	{ (36,40 ± 1,00)

Les âges conventionnels entre parenthèses sont considérés comme non représentatifs de l'âge de mise en place des laves datées et, en conséquence, ne sont pas portés sur la carte. Cependant la localisation et le numéro de l'échantillon analysé sont indiqués (Cf. Légende).

Les âges conventionnels sont calculés ou recalculés avec les constantes proposées par Steiger et Jaeger (1977). Les erreurs analytiques sont calculées selon la méthode de Dalrymple et Lanphere (1969) ou sont celles publiées par les auteurs.

Les analyses des échantillons portant la référence BA ont été effectuées au BRGM, BE par H. Bellon, BNR et RE par D. Rex (*in Briden et al.*, 1979 et depuis), NA par J.J. Stipp (*in Nagle et al.*, 1976).

Les âges conventionnels entre parenthèses sont considérés, pour des raisons explicitées dans le texte, comme non représentatifs de l'âge de mise en place des laves datées.

– les sols à *halloysite* sont des sols identiques à ceux décrits dans le paragraphe précédent, mais étant soumis à des périodes de dessiccation temporaire, on observe la formation d'*halloysite*, forme particulière d'argile du groupe des kaolinites. De coloration caractéristique brun-rouille, certains sont sablo-argileux d'autres sont franchement argileux et s'apparentent alors aux ferrisols.

## BIOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ANTÉ-QUATERNAIRES

Les premières données concernant la biostratigraphie moderne et la chronométrie des formations sédimentaires de la Martinique furent présentées en 1974 à l'occasion de la 7ème Conférence géologique des Caraïbes aux Antilles Françaises (Andreieff *et al.*, 1976).

Depuis, l'échantillonnage et l'étude micropaléontologie systématique de tous les affleurements sédimentaires de l'île a pu être mené à bien dans le cadre du nouveau lever géologique à 1/50 000. Parallèlement, des progrès importants étaient réalisés, intéressant aussi bien la biostratigraphie des foraminifères planctoniques (Bolli et Premoli-Silva, 1973 ; Bolli et Krasheninnikov, 1977) que celle des grands foraminifères benthiques (Andreieff, 1983, 1985 ; Butterlin, 1981), tandis que l'étalonnage chronométrique des échelles stratigraphiques standards devenait de plus en plus fiable (Berggren *et al.*, 1985).

Ce chapitre se présentera donc comme une révision micropaléontologique, biostratigraphique et géochronologique des formations sédimentaires de la Martinique, effectuée à la lumière de ces travaux récents (fig. 12). On verra qu'elle aboutit à un schéma sensiblement différent de celui proposé auparavant.

### OLIGOCÈNE (g3)

*Miogypsinoïdes complanatus*, reconnue dans les calcaires du morne Castagne, en association avec *Miogypsina panamensis*, est une espèce rare dans la région caraïbe, et particulièrement dans les Petites Antilles, où les seules références antérieures la concernant se rapportaient à Antigua (Robinson et Persad, 1983), Carriacou (Robinson et Jung, 1972) et à un dragage sous-marin au Sud-Est de Barbuda (Andreieff *et al.*, 1979).

Le calibrage de la répartition stratigraphique de ce grand foraminifère benthique par les foraminifères planctoniques (Andrieff, 1985) permet maintenant de donner un âge Oligocène supérieur – et non plus Miocène inférieur (Andrieff *et al.*, 1976) – aux sédiments le renfermant. Plus exactement, l'association *Miogypsinoides* – *Miogypsina* indique la partie supérieure de la Zone à *Globorotalia opima*(\*) et/ou la Zone à *Globigerina ciperoensis* (P21 - P22, Blow 1969), soit le Chattien (Cavelier et Pomerol, 1984).

## MIOCÈNE INFÉRIEUR

### Partie inférieure (m1a)

La sédimentation miocène débute en Martinique par des calcaires massifs, riches en algues mélobésiées, amphistégines et grands foraminifères benthiques, qui affleurent à la pointe de la presqu'île de la Caravelle et dans la presqu'île de Sainte-Anne (Nord-Est du Marin).

Les différents affleurements ont fourni des échantillons remarquablement homogènes du point de vue de leurs faciès, faciès qui rappellent d'ailleurs fortement ceux des calcaires oligocènes du morne Castagne. L'association de grands foraminifères, caractérisée par de fréquentes *Miogypsina panamensis*, *Heterostegina antillea* et de plus rares *Lepidocyclina canellei*, s'en distingue cependant par l'absence des *Miogypsinoides*. Les organismes planctoniques ne sont pas représentés dans ces dépôts trop internes (arrière-récif), ce qui interdit toute attribution biostratigraphique définitive. Néanmoins, l'absence des *Miogypsinoides* (qui disparaissent dans les Caraïbes à la limite Oligocène – Miocène ; cf. Andrieff, 1985) et le degré d'évolution de la spire périembryonnaire des *Miogypsina* étudiées par Butterlin (1976) sur un échantillon provenant de la pointe de la Caravelle, suggèrent un âge Aquitaniens inférieur.

C'est l'attribution que l'on retiendra ici. Elle signifie que cette phase de sédimentation calcaire s'est déroulée au tout début de l'époque Miocène, approximativement entre 23,7 et 23 Ma.

(\*) La biozonation adoptée ici est celle de Bolli (1966), et Bolli et Premoli-Silva (1973).

*Remarque.* La grande similitude des faciès de ces calcaires et de ceux de l'Oligocène supérieur, déjà notée plus haut, pourrait indiquer une sédimentation continue vers la limite Oligocène – Miocène. En tenant compte de la faible épaisseur des dépôts (inférieure à 50 m), cette hypothèse permettrait de restreindre sensiblement les "fourchettes" biostratigraphiques et chronométriques proposées pour ces deux premiers ensembles sédimentaires qui s'inscriraient alors dans un intervalle-temps de 1 Ma au maximum, entre l'Oligocène terminal (ca. 24 Ma) et le Miocène basal (ca. 23 Ma).

### Partie moyenne (m1b)

**Tuffites de Macabou.** La sédimentation calcaire se poursuit avec le dépôt des "tuffites de Macabou" (et des calcaires tuffitiques équivalents du morne Sulpice et de l'habitation Malevaut). Les tuffites, riches en foraminifères planctoniques (parmi lesquels *Globorotalia kugleri*, *G. mayeri*, *Globigerinoides primordius*, *G. immaturus*) et benthiques (*Spiroclypeus bullbrooki*, *Miogypsina panamensis*, *Heterostegina antillea*, "*Operculinoides*" *panamensis*, *Lepidocyclina canellei*) (Andreieff *et al.*, 1976 ; Butterlin, 1984) sont rapportées à la partie supérieure de la Zone à *Globorotalia kugleri* (N4). Cette attribution est logiquement étendue aux calcaires tuffitiques, qui n'ont pas fourni de microfaunes planctoniques caractéristiques mais dont l'association benthique est exactement identique à celle des tuffites de Macabou.

**Calcaires inférieurs du morne Carrière.** C'est au morne Carrière, à 2 km au Nord-Ouest de Macabou, que l'on dispose de la coupe la plus représentative intéressant les parties moyenne et supérieure du Miocène inférieur martiniquais.

Les calcaires volcanoclastiques et tuffites calcaires qui en constituent les 60 m inférieurs (fig. 6a) apparaissent, à première vue, semblables à ceux décrits ci-dessus ; ils avaient d'ailleurs été placés – ainsi que leurs équivalents reconnus au quartier Mancelle et aux alentours de l'habitation Malevaut – dans l'ensemble des "tuffites à Lépidocyclines de Macabou" (Andreieff *et al.*, 1976).

Leur microfaune est pourtant un peu différente : les *Spiroclypeus* ont disparu, les *Heterostegina* ne sont plus représentées que par de très rares fragments dans la partie basale de la coupe, et on note, à côté des espèces déjà citées (*Miogypsina panamensis*, *Lepidocyclina canellei*), des exemplaires intermédiaires entre "*Operculinoides*" *panamensis* et "*O*" *cojimarensis*. D'autre part, les miogypsines

montrent une népionte "évoluée", avec une spire périembryonnaire composée de 7 loges au maximum, contre 11 à Macabou (cf. Butterlin, 1976). Enfin les foraminifères planctoniques, communs dans certains niveaux, sont représentés par des *Globigerinoides trilobus* de grande taille, *G. ruber*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. gr. altispira*, *Globorotalia mayeri*, *Globigerina praebulloides* et *Catapsydrax dissimilis*.

Ces données suggèrent que les calcaires inférieurs du morne Carrière sont biostratigraphiquement plus élevés que ceux de Macabou. Leur position par rapport à l'échelle biozonale des foraminifères planctoniques ne peut néanmoins être déterminée exactement par ces seuls organismes : l'association identifiée n'indique en effet qu'un intervalle comprenant la Zone à *Catapsydrax dissimilis* et la Zone à *C. stainforthi*.

Cette relative imprécision peut pourtant être réduite à l'aide des grands foraminifères benthiques. Si les miogypsines n'apportent pas d'indication supplémentaire, puisque leur degré d'évolution correspond à la même "fourchette" biostratigraphique que celle fournie par les foraminifères planctoniques (Clarke et Blow, 1969 : *Miogypsina "tani"*, zones N5 et N6 de Blow), l'absence des *Spiroclypeus* et celle, virtuelle, de *Heterostegina antillea* signifierait en revanche la partie supérieure de l'intervalle (Zone à *C. stainforthi*). La présence d'exemplaires intermédiaires entre "*O. panamensis*" et "*O. cojimarensis*" est un autre argument en faveur de cette proposition, de telles formes étant considérées ici comme les précurseurs des "*O. cojimarensis*" typiques, qui feront leur apparition dans la zone suivante (Zone à *Globigerinatella insueta*) (Andreieff, 1983, 1985).

Pour ces raisons, on admettra que les calcaires inférieurs du morne Carrière appartiennent à la Zone à *Catapsydrax stainforthi* plutôt qu'à la Zone à *C. dissimilis*. Ceci est d'ailleurs en accord avec les données de terrain : aucune discontinuité majeure, correspondant au hiatus de plus de 1 Ma qu'aurait impliqué une attribution à la Zone à *Catapsydrax dissimilis*, n'a été observée entre ces calcaires et les "tufs" du Vauclín sus-jacents rapportés à la Zone à *Globigerinatella insueta* (cf. paragraphe suivant).

On considère donc que les calcaires inférieurs du morne Carrière se sont déposés entre 19 et 17,5 Ma, âges estimés des limites de la Zone à *C. stainforthi*(\*). Cette période correspondant presque exactement à la durée de l'épisode volcanique de Sainte-Anne, daté par la méthode du potassium-argon entre 19,15 (dacite du quartier

(\*) Les données biochronométriques se réfèrent à l'échelle de Berggren, Kent et Van Couvering (1985).

Fond-Repos) et 18,12 Ma (basalte du piton Crève-Coeur), la fraction volcanoclastique des calcaires inférieurs du morne Carrière doit donc être attribué à l'activité de ces volcans.

**Conclusion.** Les dépôts de cette phase de sédimentation au cours de la partie moyenne du Miocène inférieur, s'ils montrent des faciès homogènes (tuffites et calcaires volcanoclastiques à lépidocyclines), sont chronostratigraphiquement distincts : les tuffites de Macabou sont rapportées à l'Aquitaniens supérieur tandis que les calcaires inférieurs du morne Carrière se sont formés, quelque 3 Ma plus tard, vers la mi-temps du Burdigalien. Cet important hiatus correspond vraisemblablement à la longue période d'érosion, consécutive à une émergence de la région due à l'arrêt provisoire de l'activité volcanique dans l'île au début du Burdigalien.

### Partie supérieure (m1c)

Au morne Carrière, les calcaires volcanoclastiques qui viennent d'être décrits sont surmontés par une alternance de tuffites – qui représentent les premiers produits attribués à l'épisode volcanique du François – Robert et sont connus sous le nom de "tufs du Vauclin" – et de calcaires que l'on appellera ici *calcaires supérieurs du morne Carrière*. Cette séquence, qui affleure sur une quinzaine de mètres d'épaisseur, est recouverte par une coulée de lave massive rapportée à la "première phase effusive généralisée" (fig. 6a).

Les calcaires supérieurs du morne Carrière se distinguent de la série inférieure par l'absence des éléments volcanoclastiques et par une microfaune benthique renouvelée comprenant *Miogypsina antillea*, "*Operculinoides*" *cojimarensis*, *Archaias angulatus* ; les lépidocyclines n'ont été identifiées que dans la barre calcaire inférieure où elles sont représentées par de rares *L. canellei*.

La corrélation de cette association de grands foraminifères avec la Zone à *Globigerinatella insueta* (N7-N8 *pars*) est confirmée par les foraminifères planctoniques : *Globigerinoides bisphaericus*, *G. ruber*, *Globoquadrina deshiscens*, *G. altispira*.

En se déplaçant vers le Sud, les calcaires qui constituent le sommet des petits mornes du quartier Baréto à Sainte-Anne, révèlent des microfaunes benthiques et planctoniques (*M. antillea*, "*O*" *cojimarensis*, *L. canellei*, *G. bisphaericus*, *G. altispira*) très comparables à

celles qui caractérisent la séquence carbonatée supérieure (partie inférieure) du morne Carrière. Les calcaires massifs affleurant entre le morne Sulpice et le quartier Mancelle (Nord du Marin), ceux de l'habitation Petit-Versailles et de la pointe Dunkerque, montrent des litho- et biofaciès semblables : les seules différences notables sont l'absence des *Lepidocyclus* et la présence de rares *Miosorites americanus* à la dernière localité citée ; on corrèle donc ces calcaires avec ceux de la partie terminale du morne Carrière.

Tous les gisements appartenant à cette dernière phase de sédimentation du Miocène inférieur sont donc rapportés à la Zone à *Globigerinatella insueta*. La présence de *Globigerinoides bisphaericus* et l'absence de *Praeorbulina sicana* suggère néanmoins que leur dépôt ne représente pas l'intégralité de la durée de cette zone, mais seulement un laps de temps que l'on peut situer approximativement dans ses trois-quarts inférieurs, entre 17,4 et 16,6 Ma environ (fin du Burdigalien).

Pour ce qui concerne le calibrage de l'extension stratigraphique des grands foraminifères benthiques par les foraminifères planctoniques, les observations faites récemment dans l'île de Tintamarre (cf. Andreieff *et al.*, 1988b) sont confirmées ici : l'extinction du genre *Lepidocyclus* est virtuellement synchrone de l'apparition de *Globigerinoides bisphaericus* et se produit donc dans la partie inférieure de la Zone à *G. insueta*, et non à sa limite supérieure comme on le pensait auparavant (Andreieff, 1985).

A Sainte-Anne, si ces calcaires sont le plus souvent transgressifs sur des calcaires du Miocène basal (m1a), ils peuvent l'être aussi directement sur les tufs de Fond-Moustique. Ces derniers appartiennent au volcanisme de Sainte-Anne dont la fin de l'activité est estimée vers 18 Ma (piton Crève-Coeur :  $18,12 \pm 1,3$  Ma).

D'autre part, on a vu que les calcaires supérieurs du morne Carrière sont intercalés dans les tufs inférieurs du Vauclin, produits au cours de l'épisode volcanique du François-Robert daté par ailleurs à  $15,69 \pm 1$  (îlet à Eau) et  $15,9 \pm 1$  Ma (Bois-Soldat). Ces valeurs K/Ar confirment de façon remarquable les données chronométriques estimées de la Zone à *Globigerinatella insueta*, telles qu'elles apparaissent dans l'échelle de Berggren *et al.* (1985).

## MIOCÈNE MOYEN

### Partie inférieure (m2a)

Aucun sédiment datant du Miocène moyen basal (Zone à *Praeorbulina glomerosa*) n'a été identifié à la Martinique du fait, très probablement, de l'activité à cette époque des appareils de l'épisode volcanique du François – Robert. La sédimentation calcaire ne reprendra qu'à la fin de cette activité, dans les régions du François et de Bassignac.

Au François, les microfaunes planctoniques reconnues appartiennent à la Zone à *Globorotalia peripheroronda* (N 9). Cette attribution peut être étendue au gisement de Bassignac, malgré la présence d'une association planctonique à *Globigerinopsis aguasayensis*, *Globorotalia mayeri*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta* et orbulines qui nous avait d'abord suggéré une datation de la Zone à *Globorotalia fohsi* s.l. (N 10-13 ; Andreieff *et al.*, 1976, 1979).

En effet, tant au François qu'à Bassignac, les formations sédimentaires sont recouvertes par les produits de la "première phase effusive généralisée", dont l'âge de  $15,1 \pm 0,3$  Ma (carrière Paquemar) confirme l'attribution biostratigraphique des calcaires du François et restreint celle de Bassignac à la Zone à *G. peripheroronda*. Dans ces conditions, l'extension stratigraphique de *Globigerinopsis aguasayensis*, mal connue à cause de la rareté des gisements de l'espèce, apparaît devoir être sensiblement étendue vers le bas.

En définitive, cette première phase de sédimentation du Miocène moyen a été de très courte durée : encadrée par les épisodes volcaniques du François – Robert et de la première phase effusive généralisée, elle s'est produite vers la fin du Langhien, durant une période correspondant, au maximum, à la durée totale de la Zone à *G. peripheroronda*, entre 15,2 et 14,9 Ma.

Une fois encore, on remarquera l'excellente similitude entre la valeur obtenue par la méthode du potassium-argon et l'âge estimé de la limite supérieure de la Zone à *G. peripheroronda*.

### Partie moyenne (m2b)

Parmi les affleurements datables avec précision de la partie moyenne du Miocène moyen par leurs microfaunes planctoniques, le plus ancien se situe au Nord de Rivière-Pilote, au quartier Baudelle. L'association, qui comprend *Globorotalia peripheroacuta*, *G. mayeri*,

*Globigerinoides ruber*, *Orbulina suturalis*, appartient à la partie inférieure de la Zone à *Globorotalia fohsi* (N 10).

Puis se développe l'épaisse (150 m) série des calcaires et tuffites du Marin, dont les riches microfaunes planctoniques illustrent bien la suite de la succession biozonale basée sur les *Globorotalia* du groupe *fohsi* (Bolli, 1967) :

- partie supérieure de la Zone à *Globorotalia fohsi* (N 11 pars), avec *G. peripheroacuta* et *G. praefohsi* ;
- Zone à *Globorotalia lobata* (N 11 pars-N 12 pars), qui voit l'apparition du marqueur zonal ;
- enfin, partie inférieure de la Zone à *G. robusta* (N 12 pars), caractérisée par le développement de *G. fohsi* (*sensu* Blow et Banner, 1966), l'existence d'exemplaires intermédiaires entre *G. lobata* et *G. robusta*, et l'apparition de *Sphaeroidinellopsis multiloba* (Bolli et Saunders, 1981).

Cette formation est donc bien définie en terme de biostratigraphie des foraminifères planctoniques : elle correspond aux zones à *G. fohsi*, *G. lobata* et à la partie inférieure de la Zone à *G. robusta*, autrement dit à un intervalle de temps compris entre 14,9 (valeur confirmée par l'âge de la première phase effusive généralisée, cf. *supra*) et environ 12-12,6 Ma.

En fait, cette dernière "fourchette" peut être réduite à une valeur proche de son maximum puisque les dépôts du quartier Vieille-Terre, qui surmontent les tuffites du Marin, sont datés de  $12,6 \pm 0,3$  Ma. On en conclut alors que l'ensemble sédimentaire du Marin (*s.s.*) s'est déposé au cours du Serravalien inférieur, pendant environ 2,5 Ma, entre 14,9 et 12,5 Ma.

Les différents gîtes calcaires de la chaîne du Vauclin – à l'exception des affleurements du Nord de Rivière-Pilote (quartier Baudelle) évoqués plus haut – n'ont fourni que des microfaunes, essentiellement benthiques et peu caractéristiques ("*Operculinoides*" *cojimarensis*, amphistéginés), mais néanmoins très comparables à celles reconnues dans les niveaux calcaires de l'ensemble du Marin *s.s.* Leur position stratigraphique par dessus l'ensemble du Marin, et le fait qu'une grande partie du volcanisme du massif du Vauclin y soit intercalée, suggèrent qu'ils sont biostratigraphiquement un peu plus récents que les tuffites du Marin *s.s.*

On admettra donc, en estimant que l'épisode volcanique terminal du massif du Vauclin a duré de l'ordre de 0,5 Ma, que l'ensemble du

Marin *s.l.*, qui inclut ces derniers gîtes calcaires, s'est déposé entre 14,9 et environ 12,2 Ma.

### Partie supérieure (m2c)

Après une interruption que l'on peut estimer à environ 1 Ma, la sédimentation calcaire reprend dans les régions du Marin (Rivière-Pilote), du Vauclin et de Sainte-Marie.

C'est à peu près à la mi-temps de ce nouvel épisode, aux alentours de 10,6 Ma, que se produira la "phase effusive de Rivière-Pilote" dont les formations volcaniques vont donc être retrouvées intercalées dans l'ensemble sédimentaire, séparant, dans le secteur Marin – Vauclin, les tuffites et calcaires de Rivière-Pilote des différents gîtes calcaires de la montagne et de la pointe du Vauclin.

Dans les environs de Rivière-Pilote (Rocher-Zombi, quartier Josseaud), les sédiments sous-jacents aux brèches et coulées volcaniques de cette deuxième phase effusive sont attribuables à la Zone à *Globorotalia mayeri* (N 14), grâce à l'association du marqueur zonal et de *Globigerina nepenthes*. Le faible degré d'évolution de cette dernière espèce et la présence, en plus grand nombre, d'exemplaires intermédiaires entre *Globigerina druryi* et *G. nepenthes*, suggèrent la partie inférieure de la zone, comme l'implique d'ailleurs l'âge du volcanisme sus-jacent à ces dépôts. Le sondage SMA 3, réalisé par le BRGM dans le cadre d'une étude hydrogéologique de Grand-Fond du Marin, a recoupé la succession stratigraphique décrite ci-dessus : faisant suite, dans le sens du forage, aux brèches de Rivière-Pilote, des tuffites fossilifères de la Zone à *G. mayeri* ont été traversées entre 19 et 39 m.

Certaines formations volcaniques attribuées à la phase effusive de Rivière-Pilote sont recouvertes, dans la montagne et à la pointe du Vauclin, par des tuffites et calcaires volcanoclastiques datés des zones à *G. mayeri* et *Globorotalia menardii* (N 15). C'est ainsi qu'au quartier La Boissière (montagne du Vauclin) une microfaune de foraminifères benthiques ("*Operculinoides*" *cojimarensis*) et planctoniques (*G. mayeri*, *Globigerina nepenthes*) indique la Zone à *G. mayeri*, alors qu'une association très comparable, à la différence près que *G. mayeri* n'y est plus représentée, est reconnue dans les tuffites de la pointe du Vauclin qui sont donc rapportées à la Zone à *G. menardii*.

Au Sud de Sainte-Marie, les tuffites calcaires qui affleurent en bordure de mer autour de l'anse Dufour (fig. 6b) contiennent de très riches microfaunes planctoniques de la Zone à *G. mayeri* et peuvent donc être considérées comme virtuellement contemporaines des calcaires et tuffites du secteur Marin – Vauclin. Dans ces conditions, les niveaux hyaloclastiques intercalés vers leur base doivent être interprétés comme les témoins de manifestations volcaniques sous-marines que l'on rattache à la phase effusive de Rivière-Pilote.

Pour conclure, on dira que ce dernier ensemble sédimentaire du Miocène moyen, qui appartient aux zones à *G. mayeri* et *G. menardii*, s'est déposé à la fin du Serravalien entre 11,3 et 10,2 Ma, valeurs respectives de la base et du sommet des deux zones concernées. Ce laps de temps, qui constitue évidemment un maximum, ne doit pourtant pas être trop sous-estimé si l'on tient compte d'une part de l'épaisseur des dépôts (une centaine de mètres à l'anse Dufour), et d'autre part du fait que des sédiments appartenant à la même Zone à *G. mayeri* ont été repérés de part et d'autre d'une phase volcanique dont la durée est évaluée au minimum à 0,2 Ma.

### MIOCÈNE SUPÉRIEUR – PLIOCÈNE INFÉRIEUR (m3-p)

Dans l'état actuel de nos connaissances, il n'existe aucun témoin d'une sédimentation marine carbonatée au début du Miocène supérieur (Tortonien). La fin de l'activité volcanique de la chaîne Vauclin – Pitault *s.l.* (épisode de la montagne du Vauclin), puis la mise en place des appareils de l'ensemble Ducos – morne Pavillon, qui ont eu lieu à cette époque entre 10 et 6,5 Ma, en sont la cause la plus probable. Suivant le scénario désormais habituel, la sédimentation calcaire recommence dès recession de cette dernière activité volcanique : des calcaires et tuffites vont se déposer dans les régions de Fort-de-France et de Sainte-Marie ; à cette dernière localité, ils font suite, par l'intermédiaire d'une épaisse passée conglomératique, aux tuffites de l'anse Dufour (*cf.* paragraphe précédent et fig. 6b) d'âge Miocène moyen.

Que ce soit à Sainte-Marie ou Fort-de-France, les riches microfaunes planctoniques recueillies dans les tuffites sont très homogènes et indiquent la Zone à *Neogloboquadrina humerosa*. Plus exactement, la présence d'espèces telles *Sphaeroidinellopsis sphaeroides*, *Globigerinoides canimarensis* et, surtout, *Globorotalia gr. juanai-*

*cibaoensis*, suggère qu'il s'agit ici de la partie supérieure de la zone (= N 17).

Dans ces conditions, on aurait une nouvelle confirmation que l'échelle de Berggren *et al.* est bien applicable à la Martinique. En effet, dans le sondage MS 3 (BRGM), implanté dans Fort-de-France (rivière Monsieur), ces tuffites reposent sur une coulée andésitique datée à 6,5 Ma (Andreieff *et al.*, 1976), valeur qui correspond effectivement à l'âge estimé de la partie médiane de la Zone à *N. humerosa*.

Il est en outre établi que la sédimentation carbonatée a persisté jusqu'au Pliocène inférieur dans la région de Fort-de-France : dans ce même forage MS 3, un autre niveau de tuffites fossilifères, carotté une vingtaine de mètres plus haut, recèle une microfaune comprenant notamment *Globigerinoides conglobatus*, *G. canimarensis*, *Globorotalia praemiocenica* et de rares exemplaires de *G. gr. margaritae-cibaoensis*. Cette association, qui est connue à l'intérieur d'un intervalle de temps compris entre 5,3 et 4,4 Ma (Berggren *et al.*, 1983), peut donc être rapportée à la "Zone à *Globigerinoides conglobatus*", ou à la base de la Zone à *G. margaritae*.

À Fort-de-France (sondage MS 3), le niveau fossilifère signalé ci-dessus est intercalé dans une série de tuffites terrigènes comparables à celles qui surmontent les tuffites de la Zone à *N. humerosa* de Sainte-Marie. On peut alors supposer, bien qu'aucun contrôle biostratigraphique ne soit possible dans ces tuffites parfaitement azoïques, que la sédimentation marine s'est prolongée jusqu'au Pliocène inférieur dans la région de Sainte Marie, comme dans celle de Fort-de-France.

On admettra donc que le dépôt des tuffites de Fort-de-France et de Sainte-Marie s'est effectué pendant une période maximum de 2 Ma, entre 6,5 (âge du "plancher" andésitique) et 4,4 Ma. Dans l'échelle géochronologique standard, ce laps de temps correspond aux étages Messinien et Zancléen (partie inférieure).

## CONCLUSION

Les principaux résultats acquis au cours de cette étude apparaissent dans la figure 12, que l'on peut ainsi commenter :

— la Martinique offre la série sédimentaire la plus importante de toutes les îles des Petites Antilles. Si l'on excepte Carriacou, les

autres îles de l'archipel ne présentent que des séries stratigraphiquement limitées, ou des affleurements fragmentaires ;

– l'existence d'Oligocène supérieur à *Miogypsinoïdes* est pour la première fois signalée à la Martinique ;

– la série, incomplète au Miocène inférieur, apparaît au contraire quasiment continue pendant tout le Miocène moyen ; la sédimentation carbonatée ne reprendra ensuite qu'au Miocène terminal, et sera interrompue, au cours du Pliocène inférieur, par l'émersion de l'île et l'installation du régime volcanique essentiellement aérien qui lui donnera sa configuration actuelle ;

– si la grande majorité des interruptions sédimentaires constatées sont, d'évidence, la conséquence des différentes phases volcaniques qui se sont succédées à ces époques (la fig. 12 montre la succession stratigraphique et l'alternance des dépôts volcaniques et sédimentaires), le hiatus de quelques 3 Ma qui apparaît, au Miocène inférieur, entre les séries de Macabou et du morne Carrière ne peut être expliqué que par une émersion corrélative à une recession de l'activité volcanique, suivie d'une longue période d'érosion ;

– du point de vue biochronométrique, plusieurs cas d'étroite association de laves (datées par la méthode du potassium-argon) et de sédiments (datés par micropaléontologie) ont permis de démontrer que l'échelle de Berggren *et al.* (1985) était applicable à la Martinique. Des exemples de correspondances remarquable entre les valeurs obtenues (aux erreurs expérimentales près) sur des échantillons martiniquais et celles proposées dans l'échelle en question ont été mis en évidence :

- des calcaires attribués à la Zone à *G. insueta* sont encadrés par des produits émis au cours d'épisodes volcaniques qui sont datés vers 18 (Sainte-Anne) et 16 Ma (François – Robert), alors que cette zone est placée entre 17,6 et 16,2 Ma dans l'échelle de Berggren ;

- la limite entre les zones à *G. peripheroronda* et *G. foshi* est datée à 15,1, pour 14,9 Ma dans l'échelle adoptée ;

- la coulée du quartier Vieille-Terre recouvre des sédiments attribués à la partie basale de la Zone à *G. robusta* : l'âge numérique qu'elle affiche (12,6 Ma) correspond à peu près exactement à celui estimé pour la limite inférieure de cette zone ;

- une précision comparable est obtenue avec les basaltes des pointes Faula et du Vauclin, datés respectivement à 10,3 et 11,1 Ma, et qui coiffent des tuffites attribuées à la Zone à *G. menardii* ;

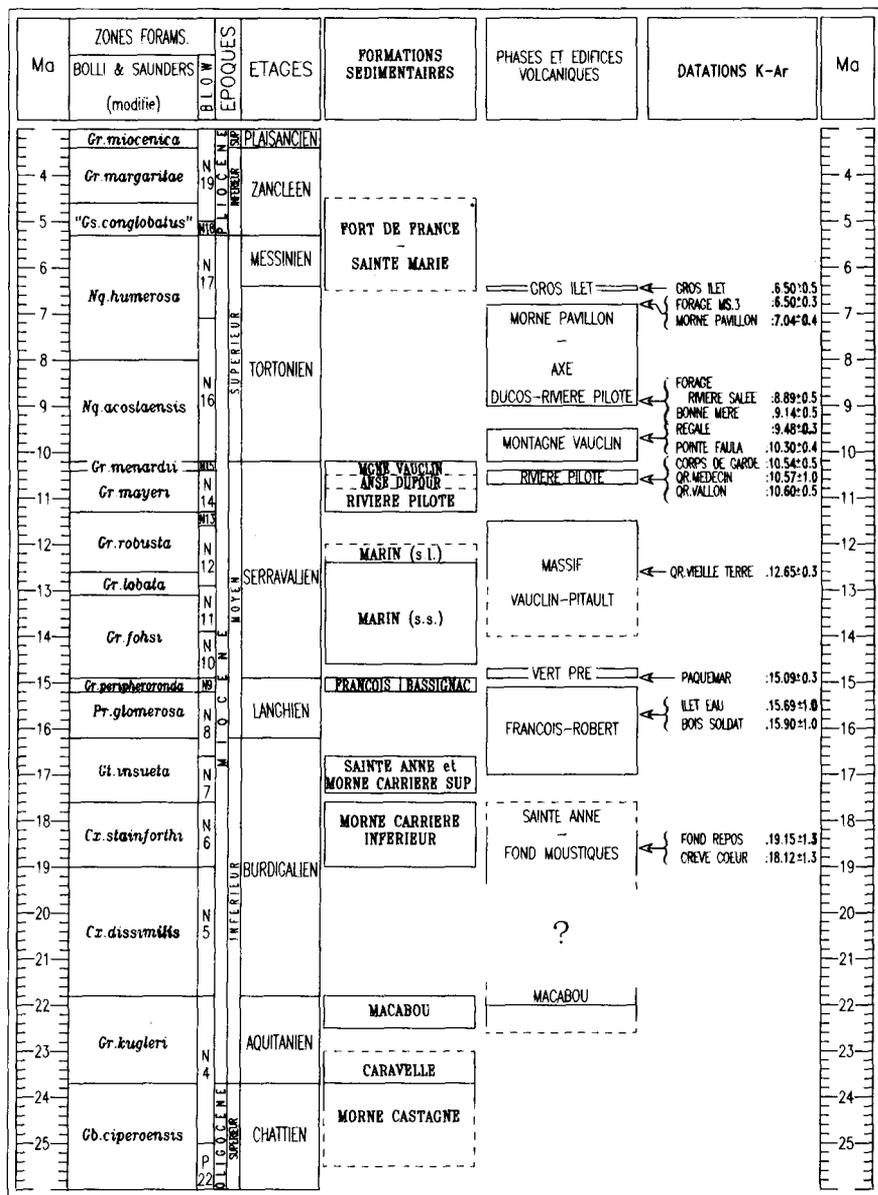


Fig. 12 - Biostratigraphie et géochronologie des formations sédimentaires et des édifices volcaniques, de l'Oligocène supérieur au Pliocène inférieur. Biochronométrie d'après Berggren *et al.*, (1985)

- l'âge estimé de la partie médiane de la Zone à *G. mayeri* est confirmé par les basaltes et andésites, intercalés dans les tuffites de Rivière-Pilote, bien datés aux alentours de 10,6 Ma ;

- l'âge de 6,5 Ma obtenu pour le plancher andésitique des tuffites de Fort-de-France, dont la base appartient à la partie supérieure de la Zone à *N. humerosa*, est bien compatible avec les limites chronométriques de cette zone ;

– dans ces conditions, l'étude micropaléontologique détaillée des sédiments associés à certaines formations volcaniques peut conduire, *a contrario*, à préciser l'âge absolu de ces dernières par élimination, parmi les datations radiométriques disponibles, de celles qui apparaissent aberrantes par rapport à l'échelle biochronométrique adoptée. C'est ainsi que l'âge du volcanisme de la série supérieure de Sainte-Anne et des tufs de Fond-Moustique a été rajeuni et l'activité de certains épisodes du Vauclin – Pitault (massif du Vauclin, phase effusive de Rivière-Pilote) limitée dans le temps. Ces données modifient sensiblement le schéma proposé auparavant (Andreieff *et al.*, 1976) ;

– sur le plan biostratigraphique, cette étude a permis de préciser les extensions stratigraphiques de certains grands foraminifères benthiques néogènes et de confirmer ainsi les mises au point publiées précédemment (Andreieff 1983, 1985) :

- le relais de "*Operculinoides*" *panamensis* à "*O*" *cojimarensis*, à peu près synchrone de celui des miogypsines unispiralées (*M. panamensis*) aux miogypsines bispiralées (*M. antillea*), se fait, dans la région caraïbe, entre les zones à *G. stainforthi* et *G. insueta*. Les foraminifères planctoniques reconnus en association avec ces grands foraminifères dans les séries de Macabou et de Sainte-Anne – morne Carrière, sont conformes à ce schéma ;

- la disparition des miogypsines avec l'apparition des orbulines est confirmée ici : il y a absence totale de miogypsines dans les calcaires du Miocène moyen martiniquais. Ce genre apparaît donc bien limité à l'intervalle Chattien – Langhien inférieur (Zone à *G. opima* supérieure jusqu'à Zone à *P. glomerosa*) dans la région, et la seule référence à son existence dans des niveaux jugés plus jeunes (Venezuela : Clarke et Blow, 1969) semble maintenant ne plus devoir être prise en considération ;

- "*Operculinoides*" *cojimarensis* a été reconnue dans les calcaires du morne Carrière, dans ceux de Sainte-Anne, du Marin et du Vauclin, couvrant ainsi une période allant du Miocène inférieur terminal (Zone à *G. insueta*) à la fin du Miocène moyen (Zone à *G. menardii*). Cette extension stratigraphique complète, pour ce qui

concerne la Martinique, le tableau publié récemment sur la répartition globale de cette espèce dans les Caraïbes (Andreieff, 1983) ;

- enfin, il semble maintenant établi que l'extinction du genre *Lepidocyclina*, située jusqu'alors à la limite supérieure de la Zone à *G. insueta*, se produit en fait au cours du premier tiers-temps de cette zone ;

- dans le domaine des foraminifères planctoniques, enfin, la découverte de *Globigerinopsis aguasayensis* dans le gisement de Bassignac conduit à modifier sensiblement l'extension de ce taxon peu connu, en l'étendant vers le bas jusqu'à la Zone à *G. peripheroronda*.

## PHÉNOMÈNES HYDROTHERMAUX

L'abondance des minéraux hydrothermaux dans la presqu'île de Sainte-Anne, notamment à la Savane des Pétrifications, et dans la presqu'île de la Caravelle, avait déjà été remarquée par Lacroix (1926) et Giraud (1918). Grunevald donne peu d'indications sur le sujet dans son ouvrage de 1965, sauf pour ce qui concerne les minéraux de la silice (signalant opale, quartz, jaspe, coraux et bois silicifiés), et les filons de barytine de la Caravelle et de Sainte-Anne.

Une nouvelle étape est franchie à l'occasion de la campagne géothermique réalisée conjointement par EDF et EURAFREP dans la plaine du Lamentin. G. Marinelli, expert auprès de cette dernière société, décrit en détail les sites spectaculaires de Château-Lézard, de Morne-Rouge et de la Poterie Industrielle de Trois-Ilets. Tourmaline et arsénopyrite sont signalées pour la première fois. L'étude des cuttings du forage LA 101 (profondeur finale atteinte, 771 m) révèle aussi la présence d'épidote.

B. Pelletier, qui achève la campagne géothermique de la société EURAFREP, côté est dans la région du François, réalise une étude exhaustive des zéolites, si abondantes dans cette partie ancienne de la Martinique. Outre les descriptions purement minéralogiques et la découverte d'espèces nouvelles (phillipsite, analcime,...), cet auteur regroupe les différents minéraux hydrothermaux en zones métamorphiques et montre qu'elles sont emboîtées de façon concentrique à l'aplomb d'un "dôme de chaleur" (Pelletier, 1974 et 1976). Westercamp (1981) étend à l'ensemble de l'île le type des travaux conduits par B. Pelletier, complète la notion de dôme de chaleur tout en modifiant la définition des zones métamorphiques en termes de paragenèses minérales.

Les recherches géothermiques que le BRGM reprend en Martinique dans le secteur de Morne-Rouge et dans celui du Lamentin déjà étudié par EURAFREP dix ans plus tôt, relancent les travaux sur les altérations hydrothermales.

On s'attache alors à reconstituer l'histoire thermique des sites, à reconnaître le contrôle structural des différentes associations de minéraux secondaires, à chiffrer les transferts chimiques qui accompagnent ces transformations hydrothermales. Ce type de travail est réalisé tant sur les cibles potentielles sus-nommées (Chovelon, 1984a et 1984b) que sur les "champs fossiles" aujourd'hui érodés du Vauclin et du François, dans le cadre de programmes de recherche méthodologique (Escalant, 1984 ; Zorpi et Legendre, 1985 ; Zorpi, à paraître). Il fait appel, aux côtés des techniques traditionnelles de détermination des phases hydrothermales (loupe, binoculaire, microscope optique, RX, microsonde électronique) à des méthodes plus quantitatives (microthermométrie sur inclusions fluides).

#### **DESCRIPTION DES ESPÈCES MINÉRALES SECONDAIRES RECONNUES EN MARTINIQUE ET PRINCIPAUX GÎTES**

Les espèces minérales secondaires reconnues en Martinique sont rapidement décrites par familles et par ordre alphabétique, et leurs principaux gîtes signalés. En plus des travaux cités ci-dessus et des renseignements obtenus dans le cadre des levés pour la carte géologique, on intègre ici les données de Pons (1987) et des observations inédites aimablement communiquées par A. Bouchet, D. Beaufort et A. Meunier (université de Poitiers), G. Fauresse (professeur de Sciences naturelles, Martinique) et M. Zorpi (université de Marseille Saint-Jérôme). Signalons la collection de minéraux de la galerie de géologie de Fort-de-France, qui possède de beaux spécimens de minéraux d'origine hydrothermale.

Les sources thermales (toute source anormalement minéralisée et/ou dont la température moyenne est supérieure à la température moyenne des eaux de surface au point donné) sont répertoriées et analysées par Cormy *et al.* (1970) dans le cadre des recherches géothermiques d'EURAFREP, puis par Lopoukhine et Mouret (1977), Mouret (1979), Barat (1984), et Iundt (1984), dans le cadre de divers programmes d'étude du BRGM (thermalisme, risque volcanique, prospection géothermique).

Enfin des mesures de concentration de gaz (argon, radon, hélium, oxyde et bioxyde de carbone), et de mercure et arsenic, dans les sols, sont effectuées aux alentours de Morne-Rouge et du Lamentin au

cours des travaux d'exploration géothermique du BRGM (cf. Chovelon *et al.*, 1986).

**Analcime (An).** L'analcite est décrite pour la première fois par B. Pelletier dans des échantillons récoltés en 1974 dans la carrière rarement exploitée de Croix-Mission, au Sud du François. Les cristaux, de taille variable (2 mm à 7 cm), blanchâtres, sont icositétraédriques. Depuis, l'analcite, qui reste un minéral peu fréquent, a été trouvée en association avec la thomsonite dans le Nord de la presqu'île de Sainte-Anne alentour du morne Vent ; elle y présente rarement ses formes cristallographiques caractéristiques. On l'a rencontrée également dans la carrière, au Nord du François, ouverte dans une coulée de lave sous-marine appartenant à l'épisode initial François – Robert de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault.

**Apophyllite (Ap).** Pelletier (1974) signale la présence de ce minéral quadratique dans la carrière abandonnée au Sud du François (Croix-Mission). Il se présente en cristaux d'aspect pseudo-cubique verdâtres, d'assez grosse taille (0,5 cm), qui peuvent être confondus avec certaines formes d'analcite. Des inclusions aciculaires de mordénite y ont été observées.

**Argiles (minéraux des).** Ne sont évoquées ici que les espèces minérales liées à des phénomènes hydrothermaux ou, tout au moins, présentes dans les secteurs d'altération à côté d'autres minéraux d'origine secondaire.

● **Familles des illites.** Les illites sont assez répandues mais en faible quantité dans le secteur du François – Robert. Citons parmi les nombreuses occurrences signalées par M. Zorpi, le quartier Monnerot (entre le Robert et le François) et la carrière de Bois-Soldat (Sud du François). P. Chovelon a identifié des illites au morne Rouge (aéroport du Lamentin) et au quartier Desmarinières (Sud-Est de Rivière-Salée). A. Bouchet, D. Beaufort et A. Meunier signalent la présence d'interstratifiés réguliers illite-smectite à la pointe de la presqu'île de la Caravelle.

● **Famille des kaolinites.** De couleur blanche à beige, elles proviennent surtout de l'altération des plagioclases et forment des taches claires, mates, sur la roche. Leur distribution est irrégulière sur le terrain. M. Zorpi la signale en abondance au quartier Monnerot et à Vert-Pré en association avec la laumontite. Elle est présente à l'habitation Desroses et à l'habitation Petite-Gamelle (Est du morne

Pitault) et plutôt rare au morne Pavillon (Pitault), à la carrière Champomont (Sud-Est du Robert) et dans la presqu'île de Bois-Pothuau (Nord-Est du Robert). P. Chovelon l'a trouvée au morne Rouge (aéroport du Lamentin) et au quartier de La Californie (Est de Fort-de-France). Elle accompagne la montmorillonite dans la carrière d'argiles de la Poterie Industrielle (Trois-Ilets), la smectite et des interstratifiés dans les faciès d'altération fumerollienne au pied de la falaise qui marque l'entrée sud de Bellefontaine.

● **Famille des smectites.** Les argiles de cette famille sont essentiellement représentées par la *montmorillonite*, qui est abondante dans tous les secteurs hydrothermalisés. Elle peut, comme pour la coulée de dacite à grenat de la Poterie Industrielle, être le constituant essentiel de la roche. Elle accompagne la stilbite dans les tufs hyaloclastiques indurés verdâtres (brèche verte) du morne Pitault, et la laumontite dans le secteur François – Robert. Elle est signalée par P. Chovelon au quartier de La Californie (Est de Fort-de-France), à la pointe Bois-d'Inde (Nord-Ouest des Trois-Ilets), et au Nord du Lamentin.

La *bowlingite* (Bw), une variété fibreuse de saponite, a été rencontrée dans les fractures qui affectent les coulées de lave sous-marine ( $\rho_{am2b}$ ), au Nord du Lamentin (carrières du morne Doré). Elle se présente sous la forme de filonnets de couleur vert foncé, d'épaisseur centimétrique. Au morne Pavillon (Pitault) et à la pointe Rouge (presqu'île de Bois-Pothuau), M. Zorpi signale la présence probable de *nontronite* et de *sépiolite*. A la carrière sud de Croix-Mission du François, B. Pelletier a identifié un *interstratifié chlorite-montmorillonite* de couleur brun verdâtre à noir, en tapissage des vacuoles de la roche-hôte.

La *smectite* est dominante (entre 65 et 95 %) dans les poches d'altération fumerollienne qui affectent les coulées du morne Jacob, le long de la route Deux-Choux – Fonds-Saint-Denis et à la base de la coulée de débris constituant la falaise de l'entrée sud de Bellefontaine (Pons, 1987). C'est encore un interstratifié riche en smectite qui remplace la matrice de la coulée de débris dans ce dernier secteur, d'après A. Bouchet, D. Beaufort et A. Meunier. Ces auteurs signalent également, dans les secteurs du François et de Sainte-Marie et à la Savane des Pétrifications, la présence d'interstratifiés à taux de smectite variant entre 40 et 80 %.

**Barytine (Ba).** L'ancienne carte géologique de la Martinique et le mémoire pour servir à son explication détaillée (Grunevald, 1961 et 1965), décrivent plusieurs gîtes de barytine, notamment au niveau de la presqu'île de la Caravelle. Ces indices sont suffisamment importants pour qu'une évaluation des réserves soit faite par le Service géologique régional du BRGM (étude de G. Deneufbourg, 1969) à la demande de la Société des Mines du Garrot, aux Arcs (Var). L'idée était celle d'un traitement sur place et d'un approvisionnement des chantiers de forage pétrolier du Venezuela en boue bentonitique. Les études se concentraient rapidement sur les indices les plus prometteurs situés au Nord de la route de Tartane, au niveau du morne Castagne (presqu'île de la Caravelle). Elles mettent rapidement en évidence la discontinuité des minéralisations impliquant des tonnages trop faibles pour envisager une exploitation industrielle. Leur prospection fut abandonnée.

*Gîtes de la Caravelle.* La prospection minière de 1969, les relevés géologiques ultérieurs de P.M. Thibault et D. Westercamp, permettent d'avoir une bonne idée de la répartition et des conditions de gisement de la barytine dans cette partie de la Martinique. On la trouve généralement en filon, associée à des oxydes et hydroxydes de fer, et à de la silice. Elle se présente alors sous forme massive ou de cristaux tabulaires de couleur miel.

Plus rarement le mode de gisement est stratoïde, en liaison directe avec la présence de calcaires récifaux (anse Chandelier). La barytine est alors beaucoup plus pure, blanche, et crêtée. Elle est associée à des jaspe et à une couche de magnétite (?). Le principal filon, de direction ENE-WSW, est celui qui passe au Nord du morne Castagne. Il fait 500-600 m de long et 5 à 10 m de large. La barytine y est dispersée et apparaît le plus souvent sous forme de blocs non en place et de filonnets centimétriques. Le reste est constitué par une gangue de silice, de produits ferrugineux et d'argile. Un autre axe minéralisé, également ENE-WSW, court sur 1 km de long environ, en bordure de mer, entre les pointes Rouge et à Bibi. La barytine se présente sous forme de stockwerk, associée à de la pyrite (pointe à Bibi).

Plusieurs filons de direction NW-SE, NNW-SSE et plus rarement ENE-WSW, encadrent l'habitation la Caravelle dans le fond de la baie du Trésor. Ces filons, à cause de la silice associée, sont parfois en relief. On connaît également plusieurs fissures de direction NW-SE, de largeur pluridécimétrique, remplies de barytine et de produits ferrugineux, entre l'anse Bélune et l'habitation Spoutourne.

*Gîtes de la presqu'île de Sainte-Anne et du Lamentin.* Grunevald (1961) signalait déjà le gîte du quartier Cap Macré dans la presqu'île de Sainte-Anne. Il s'agit de filonnets d'épaisseur centimétrique, dispersés, de direction WNW-ESE, constitués de barytine crêtée.

Deux gîtes sont connus dans la zone des altérations hydrothermales récentes du Lamentin. Dans la mangrove à l'Ouest de Ducos, la barytine a cristallisé avec la silice pour constituer l'énorme travertin récent du morne Doré. Au morne Rouge, qui marque l'extrémité occidentale de la piste d'envol de l'aéroport du Lamentin, la barytine peut être abondante et former des filons d'épaisseur pluridécimétrique. G. Marinelli y signale la présence d'inclusions fluides et de mispickel. Les plus beaux échantillons de barytine tabulaire connus en Martinique proviennent de ce secteur.

**Braunite (Br).** A 400 m à l'Ouest de l'habitation Bonnaire (Ouest du François) de nombreux blocs libres de braunite peuvent être trouvés au milieu des plantations de canne à sucre. Ce mélange d'oxyde et de dioxyde de manganèse se reconnaît aisément à sa couleur noire, sa cassure esquilleuse et son éclat submétallique. D'après Pelletier (1974), l'origine hydrothermale de cette association métallique est probable.

**Calcite (Ca).** La calcite est le minéral secondaire le plus répandu avec les polymorphes de la silice et les zéolites.

*Gîtes de la Caravelle.* La brèche verte Bg2 qui constitue la pointe de la Caravelle est largement imprégnée de calcite blanche ou verte, sous forme de filonnets ou en remplissage des vacuoles des éléments constitutifs. Des filons d'épaisseur pluridécimétrique effectent les formations de la côte septentrionale, notamment la pointe de l'anse à l'Étang.

*Gîtes des alentours du Robert, du François et du morne Pitault.* Elle est très répandue et apparaît sous plusieurs formes dans ce secteur :

- en rhomboèdres caractéristiques de taille centimétrique au quartier Rivière-Cacao, dans la deuxième carrière abandonnée, au Sud du François ; de taille plurimillimétrique à la carrière Deux-Courants (Ouest du François), au quartier Belle-Ame, à la pointe Clapotage (Nord-Est du Robert) à la carrière Long-Pré (Nord du Lamentin) ;
- en lamelles empilées formant un remplissage massif blanc très facilement clivable au quartier Rivière-Cacao ;

– en "dents de cochon" à la pointe Rouge (Nord-Est du Robert) et à la carrière Deux-Courants ;

– en scalénoèdres ou en barriques sur amas fibro-radiés de mordénite à la carrière Bois-Soldat (Sud du François) et dans le thalweg de la rivière Lézarde, à la hauteur du quartier Daubert.

Dans tout ce secteur, on la rencontre aussi, mal cristallisée, en encroûtements précoces de géodes ou en filonnets.

**Autres secteurs.** La rivière du Lorrain, à la hauteur du piton Laroche, recoupe une zone hydrothermalisée où la calcite coexiste avec la pyrite et plusieurs espèces de zéolites. Dans le tunnel du morne Flambeau, au Nord-Est du Marin, des filons de calcite donnant de belles plaques de minéraux automorphes ont été échantillonnés.

**Travertin (Tc).** Deux petits griffons calcaires sont connus à l'extrémité orientale de la presqu'île de la Caravelle (Sud de la station météorologique).

**Epidote (Ep).** L'épidote a été repérée dans la mésostase de quelques laves situées dans des contextes d'altération hydrothermale élevée : à la pointe Baham, en bordure de la Savane des Pétrifications ; dans le haut cours de la rivière du Lorrain jusqu'au contact avec le piton Gelé ; dans les cuttings du forage géothermique LA101 d'EURAFREP (plaine du Lamentin).

**Gypse (et autres sulfates) (Gy).** La présence de gypse d'origine hydrothermale, est signalée par B. Pelletier au Nord du François (lobe méridional de la baie Thalemont) et à l'extrémité de la pointe Sans-Souci, au Nord du Vauclin. Ce minéral est abondant dans les argiles d'origine fumerollienne au pied de la falaise qui marque l'entrée méridionale du bourg de Bellefontaine, et au pied du morne Jacqueline, côté Petite Anse du Diamant (presqu'île des Trois-Ilets) à proximité d'une source thermale. Dans ce premier site il est accompagné de *jarosite* et d'*alunite* (Pons, 1987). Du gypse de néoformation en petits cristaux tabulaires aplatis suivant  $g^1$ , des groupements de cristaux associés en roses des sables et des amas de cristaux tabulaires et fibreux, sont signalés à la Savane des Pétrifications (Julius et Pons, 1973).

**Malachite.** Des traces de malachite sont signalées par P.M. Thibaut dans la presqu'île de la Caravelle, le long de la côte occidentale du cul-de-sac Tartane, avant la pointe Roche-Cornée.

**Mispickel** (ou arsénopyrite). Ce sulfure métallique est signalé par G. Marinelli dans les produits d'altération du morne Rouge, à l'extrémité occidentale de la piste de l'aéroport du Lamentin.

**Oxydes et hydroxydes de fer (et de manganèse)**. Des filonnets et petits amas d'oxydes et hydroxydes de fer (et manganèse) se sont mis en place un peu partout dans les formations anciennes de l'île qui ont été affectées par des phénomènes hydrothermaux. Ces minéralisations ne sont réellement développées que lorsqu'elles se trouvent en association avec la barytine (presqu'île de la Caravelle) ou avec la laumontite (secteur nord du François).

Dans la région du Lamentin, P. Chovelon leur a porté une attention particulière et a pu montrer qu'elles sont injectées sous forme de filonnets épars selon toutes les directions de fracturation existantes (N 130°, N 60°, Nord-Sud et Est-Ouest). Selon cet auteur, les dépôts d'oxydes et hydroxydes de fer sont postérieurs aux filons d'opale et de calcédoine également présents dans cette partie de l'île.

**Pyrite (Py)**. La pyrite cristallise dans trois types de gisement :

- comme minéral accessoire et peu commun dans les zones anchi-métamorphosées à zéolites ;
- dans les argiles d'altération fumerollienne développées à la périphérie des dômes de lave ;
- dans les travertins siliceux.

*Type 1.* A la Caravelle, on signale de la pyrite dans les falaises côtières entre l'anse à l'Etang et la pointe du Diable d'une part, à la pointe à Bibi et à la pointe Rouge, en association avec la barytine d'autre part.

Elle est également présente le long de la côte nord-orientale de la presqu'île de Bois-Pothuau au Nord-Est du Robert (pointe du Clapotage et pointe Rouge), dans le secteur hydrothermalisé recoupé par la rivière du Lorrain au niveau du piton Laroche, et dans le tunnel du morne Flambeau (presqu'île de Sainte-Anne).

*Type 2.* Les formations encaissantes des pitons du Carbet (principalement les andésites massives du morne Jacob) sont plus ou moins transformées en argile grise à bleutée contenant des grains (taille inférieure au millimètre) de pyrite triglyphe.

Ce type de gisement est souvent très localisé, sauf au Nord-Est du volcan. En effet, tout le secteur compris entre le piton Gelé et les contreforts du morne Jacob est entièrement argilisé, silicifié et pyritisé.

*Type 3.* La pyrite est signalée comme abondante dans le travertin siliceux de Château-Lézards par G. Marinelli.

**Silice** (minéraux de la). La silice, sous des formes variées (cristaux de quartz pyramidés ; opale et calcédoine translucides à laiteuses ; jaspes colorés dans les rouge, beige, noir et vert ; cristobalite diffuse ; bois et coraux silicifiés ; travertins massifs ou lités, beiges à noirs), est largement distribuée en Martinique.

● **Quartz** (Si). Il est abondant dans la moitié orientale de la presqu'île de la Caravelle sous forme de filons d'épaisseur pluricentimétrique. Les cristaux, des pyramides à six faces plus ou moins régulières, sont fréquemment "tachés" d'oxydes et hydroxydes de fer. Dans le secteur du François – Robert, de beaux spécimens ont été trouvés(1) dans les fractures qui affectent la coulée de lave exploitée à Bois-Soldat, le pipe de la pointe Champomont (Sud du Robert), la falaise côtière de la pointe du Clapotage (Nord-Est du Robert), et la carrière abandonnée au nord du François, et (2) dans les géodes qui se sont développées entre les éléments du conglomérat du morne Pavillon (morne Pitault).

● **Calcédoine et opale peu ou non colorées.** Filonnets, géodes, amygdales de calcédoine et opale, sont fréquents dans toutes les zones hydrothermalisées de l'île.

Dans la région du François – Robert, M. Zorpi et B. Pelletier signalent de la calcédoine zonée au voisinage de l'habitation Bonnaire, au morne Pavillon, à la baie de Cayol et dans la carrière de Croix-Mission au Sud du François. Elle est translucide à laiteuse, alternant des couches de teintes rose et bleue sur des épaisseurs de 1 à 2 cm, en tapissage de géode. La calcédoine poreuse, blanche, en concrétions botryoïdales est présente dans les carrières de la région du François. L'opale massive translucide est fréquente à la Savane des Pétrification, dans la moitié orientale de la presqu'île de Bois-Pothau et à l'îlet Petite-Martinique (Nord-Est du Robert), dans la moitié sud du volcan du morne Pitault (morne Pavillon, morne Pitault s.s., Croix-Rivail, morne Vert, quartier Saint-Roch...), dans les carrières alentours du quartier du Bac au Nord-Ouest de Ducos, et dans les andésites  $\rho_{am2f}$  du quartier de La Californie, à l'Est de Fort-de-France. Enfin, on notera l'existence d'un filon de calcédoine d'épaisseur pluridécimétrique, de direction NW-SE, au Sud du morne Lavison, entre Sainte-Luce et Rivière-Salée.

● **Jaspe (J)**. Le jaspe, nom communément donné à la calcédoine lorsqu'elle est colorée, constitue une des principales curiosités minéralogiques de la Martinique. Il se présente sous forme de filons et filonnets massifs, d'épaisseur généralement inférieure à 20 cm, de couleur très variable d'un gîte à l'autre.

Si les *jaspes rouges* de la Savane des Pétrifications (voir carte détaillée en cartouche) et de la pointe Caracoli sont particulièrement renommés pour leur teinte très vive, on trouve des faciès comparables au morne Courbaril et près de l'habitation Bonnaire (Nord du François), dans la petite carrière abandonnée à l'Ouest de Ducos, et dans toute la presqu'île de la Caravelle.

Les *jaspes beiges et bruns* coexistent avec les variétés rouges et représentent le faciès dominant des gîtes de la presqu'île des Trois-Ilets (morne d'Alet, pointe Bois-d'Inde,...).

Les *jaspes verts* sont plus rares. P.M. Thibaut en a trouvés sous forme de filons à mi-pente de la petite route joignant Tartare au quartier Morne-Pavillon (presqu'île de la Caravelle). Citons également les remplissages de la brèche phréatomagmatique de Sainte-Luce ( $\rho Bm2c$ ) à proximité des gros blocs prismés d'andésite à hornblende (cf. fig. 8), et les filons du bord de mer de la pointe Pimantée (entre Sainte-Luce et le Diamant).

● **Bois silificiés (B)**. Ils constituent également une des principales richesses minéralogiques de la Martinique. Il s'agit de fragments de troncs (jusqu'à 80 cm de diamètre) et de branches, emballés dans des brèches polygéniques grossières d'âges variés que nous avons interprétées comme des dépôts d'origine phréatomagmatique.

C'est dans les tufs de Fond-Moustiques ( $Bm1$ ) (presqu'île de Sainte-Anne) que les bois silificiés sont le plus abondants. Les principaux gisements, depuis qu'un échantillonnage intensif a pratiquement épuisé celui – célèbre – de la Savane des Pétrifications, sont situés entre les habitations Baie-des-Anglais et des Salines (Sud-Est de Sainte-Anne), alentour du quartier Cap-Cabaret (secteur central de la presqu'île), et entre le Marin, le quartier Fond-Gens-Libres et le quartier Champfleury.

Les autres gîtes connus sont ceux de la Poterie Industrielle des Trois-Ilets (formation  $Bm2g$ ), de la région sud de Rivière-Salée (formation  $Cm2e$ ) et du morne Rouge au fond de la baie de Fort-de-France, de l'habitation Spoutourne dans la presqu'île de la Caravelle (formation  $Bm1$ ).

● **Coraux silicifiés** (C). Des fragments de coraux silicifiés se trouvent dans la coulée de débris sous-marine qui affleure à l'Est et au Sud-Est du François (formation Hm2a). Ils peuvent y être localement abondants (pointe Bateau, côté sud de la baie du François).

● **Travertins** (Ts). Ils sont localisés le long de la bordure orientale de la baie de Fort-de-France. Au morne Rouge et au Petit Morne (extrémité de la piste d'envol de l'aéroport du Lamentin), ils reposent sur une formation intensesment hydrothermalisée, et se mettent en place selon des fractures orientées Nord-Sud et N 60° (Chovelon, 1985a). Au morne Doré et à Château-Lézards (Ouest de Ducos), ils constituent entièrement deux reliefs qui surplombent de 20 m la mangrove. Le premier mesure près de 500 m de long et est orienté selon la direction tectonique classique NW-SE. Le deuxième, qui dépasse 200 m de long, est allongé selon la direction transverse ENE-WSW ; le dépôt de silice y est localement lité, de teinte très sombre, et riche en empreintes de végétaux. Une datation par spectrométrie alpha (méthode  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$ ,  $^{230}\text{Th}$ ) lui confère un âge compris entre 0,25 et 0,3 Ma (P. Holliger *in* Chovelon, 1985b). G. Marinelli signale dans ces dépôts la présence de tourmaline et d'arsénopyrite. Au morne Doré, la barytine est localement développée aux côtés de la silice.

**Zéolites** (Z). Mis à part quelques gîtes isolés à proximité des Trois-Ilets (mordénite et clinoptilolite) et dans le massif du morne Jacob (pied nord-ouest du piton Laroche et secteur nord du morne Bellevue ; espèces non identifiées), les zéolites sont concentrés dans les formations de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault et dans le coeur des petits volcans de la série de Sainte-Anne. On a reconnu 11 espèces, inégalement représentées.

● **Chabazite**. Cette zéolite cristallise généralement dans les géodes et fractures sous forme de prismes rhomboédriques incolores ou légèrement rosés facilement identifiables à leur forme pseudo-quadratique et aux fréquentes macles par pénétration. La taille des cristaux dépasse rarement 0,5 mm. Elle est fréquemment associée à la heulandite ou au clinoptilolite. Parmi les nombreux sites où elle a été trouvée on citera :

- la pointe du Clapotage et l'habitation Savane, au Nord-Est du Robert ;
- le quartier la Chopotte, au Nord du François ;
- la carrière sud de Croix-Mission, au Sud du François ;

- le secteur oriental de la montagne du Vauclin par exemple aux quartiers Fond-Zamy et La Montagne ;
- les abords du morne Vent ;
- la Savane des Pétrifications, dans l'extrême Sud-Est de l'île.

● **Clinoptilolite.** Le clinoptilolite n'est connu que dans la presqu'île de Bois-Pothuau au Nord-Est du Robert et à l'îlet aux Rats, où elle est abondante. Cette zéolite se présente sous les mêmes formes que la heulandite dont elle ne peut être différenciée qu'au laboratoire, après chauffage à 250 °C. A l'îlet aux Rats, les cristaux sont agrégés sous la forme de billes de taille plurimillimétrique.

● **Gmélilite.** Cette zéolite n'est connue que dans le secteur nord-est de la Savane des Pétrifications, au niveau de l'habitation Baie-des-Anglais et un peu au nord de la pointe Coton.

● **Harmotome.** Cette espèce n'est signalée qu'au tunnel du morne Flambeau (Est du Marin), (Grunevald, 1965).

● **Heulandite.** La heulandite est la zéolite la plus communément représentée en Martinique. Elle imprègne les vacuoles et microfissures des roches, ou cristallise dans les géodes et fractures bien ouvertes sous forme de cristaux tabulaires plus ou moins épais, transparents, où le clivage 010 est toujours net. Elle accompagne la stilbite dans les gîtes de bord de mer au Nord de Sainte-Marie. Elle est dominante dans la région de la Trinité notamment à l'entrée de la presqu'île de la Caravelle, et au Sud du François dans les tufs hyaloclastiques de l'appareil de Bois-Soldat (Hm2a) où elle cristallise sous forme d'agrégats fibro-radiés d'aspect nacré. Elle coexiste avec l'analcite et la thomsonite au morne Flambeau et dans le secteur du Crève-Coeur, dans la presqu'île de Sainte-Anne. Elle est également abondante à la Savane des Pétrifications et dans tout le massif du Vauclin.

● **Laumontite.** C'est la zéolite de plus haute température trouvée en Martinique. Elle est relativement rare puisqu'on ne la connaît que dans trois secteurs étroits, apparemment allongés selon la direction NE-SW, dans la moitié nord de la chaîne volcanique sous-marine Vauclin - Pitault. Il s'agit :

- de la zone centrée sur le quartier Chapelle-Villarson entre le morne Pitault et l'habitation Mansarde-Rancée (cf. l'étude détaillée de B. Pelletier, 1974) ;

- de la bande quartier Four-à-Chaux – Pointe-Champomont, au Sud du Robert ;
- du gîte isolé du quartier L'Heureux, au sein de la zone à stilbite, au Sud-Est du Vert-Pré.

Ce minéral se présente en prismes monocliniques trapus de couleur ivoire, facilement identifiables sur le terrain. Dans la carrière Champomont des géodes contenant des baguettes de 5 cm de long ont été trouvées. A l'habitation Desroses, la laumontite présente le même aspect ou montre une forme fibro-radiée au coeur d'un remplissage massif. Enfin, elle peut se présenter en amas poudreux blancs comme beaucoup d'autre zéolites et il faut dans ce cas passer par les RX pour l'identifier.

● **Mésotype** ou **mésolite**. Cette zéolite apparaît en amas fibro-radiés blancs entre les éléments de certaines brèches volcaniques. Elle est connue à la Savane des Pétrifications où elle est abondante et peut atteindre plusieurs centimètres (Pelletier, 1974). Elle a également été trouvée un plus au Nord, au morne Biron (au coeur du volcan basaltique du Crève-Coeur).

● **Mordénite**. Elle est assez répandue en Martinique, notamment dans la presqu'île de Bois-Pothuau où affleurent des faciès andésitiques entièrement transformés en un mélange de cette zéolite, de silice, de clinoptilolite et de smectite. Elle apparaît sous forme d'amas poudreux, d'agrégats fibro-radiés, ou d'aiguilles enchevêtrées de façon désordonnée, non caractéristique. Dans le gisement de la carrière sud du François elle tapisse, avec l'analclime, l'intérieur des géodes et présente un aspect cotonneux (myriades de fibres très fines incolores ou blanchâtres, enchevêtrées) spectaculaire et caractéristique. Elle est décrite à la carrière de la Pointe-Champomont et dans presque tous les gîtes signalés aux alentours du François. Elle semble en revanche absente de la presqu'île de Sainte-Anne et du massif du Vauclin s.s.

● **Phillipsite**. Cette zéolite n'a été identifiée qu'en un seul site : le bord septentrional de l'anse Balahou, au Nord du Vauclin ; elle y souligne avec la calcite, une petite faille orientée Est-Ouest.

● **Stilbite**. C'est avec la heulandite l'espèce de zéolite la plus répandue en Martinique, puisqu'elle est abondante entre la Trinité et Sainte-Marie, dans la région François – Robert, à la montagne du Vauclin,

et autour du morne Vent près du quartier Régale de Rivière-Pilote. Citons quelques gisements :

- au quartier Rivière-Cacao (Sud-Ouest du Robert) et à l'habitation Savane (Nord-Est du Robert), géodes et fissures tapissées de cristaux millimétriques en forme de cône aplati renversé (forme d'accolement décalé de plusieurs lamelles clivées [010]) ;
- au NNW du morne Courbaril (Nord du François), cristaux centimétriques mais mal cristallisés ;
- à la pointe du Sable-Blanc (côté sud de la baie du Robert), cristaux coniques disposés en sphérolites centimétriques ;
- cristaux massifs par empilements de lamelles selon 010, à la pointe Champomont.

● **Thomsonite.** Elle se présente sous forme d'agrégats fibro-radiés blancs qu'il n'est pas possible de distinguer, sur le terrain, du méso-type et de la mordénite (sous son faciès non cotonneux). Elle apparaît seule (thalweg de la rivière Lézarde, 500 m en amont du confluent avec la rivière Blanche), ou associée à l'analcime (habitation Baie-des-Anglais et secteur du morne Flambeau, presque île de Sainte-Anne ; quartier Coulée-d'Or, Sud-Est de la montagne du Vauclin...).

### *ENSEMBLES HYDROTHERMALISÉS : CONTEXTE GÉOLOGIQUE, STRUCTURAL ET ÂGE*

Les espèces minérales secondaires ne sont pas réparties de façon aléatoire en Martinique, mais se superposent à des centres éruptifs érodés, se développent à l'aplomb d'intrusions non affleurantes et à la périphérie des dômes et des dykes, ou jalonnent des linéaments tectoniques majeurs. Dans ces différents contextes elles se répartissent fréquemment sous forme d'auréoles emboîtées, chaque auréole étant caractérisée par une paragenèse particulière (ou "zone métamorphique") correspondant à un domaine de température relativement limité. Les températures d'apparition des marqueurs de zone croissant de l'extérieur vers l'intérieur des emboitements, il a été introduit à leur égard la notion de "dôme de chaleur" (Pelletier, 1974 ; Westercamp, 1981). Les études récentes (Chovelon, 1985 ; Zorpi, à paraître) précisent l'histoire thermique de certains sites et soulignent le rôle prépondérant de la tectonique dans la circulation des fluides minéralisateurs.

### **Savane des Pétrifications (s.l.)**

La Savane des Pétrifications, dont une carte géologique détaillée est présentée en cartouche, s'inscrit dans un système hydrothermal à trois demi-auréoles emboîtées :

- l'auréole externe est caractérisée par l'association heulandite, chabazite, mésotype, gmélilite et analcime ;
- l'auréole intermédiaire par l'association analcime - thomsonite ;
- l'auréole interne, centrée sur la pointe Baham, par l'apparition de l'épidote.

La silice, présente dans ces trois zones, déborde largement la limite des zéolites côté nord.

Les phénomènes hydrothermaux seraient contemporains et/ou d'âge légèrement postérieur à la mise en place de la série volcanique de Sainte-Anne (âge = 18,6 Ma), tant ils apparaissent centrés sur les racines des appareils volcaniques édifiés à cette époque.

La forme allongée de l'auréole externe suggère un contrôle tectonique du volcanisme et de l'hydrothermalisme selon la direction NE-SW. Le profil actuel de la côte entre les îlets Cabrits et Chevalier, qui se superpose au grand axe des auréoles emboîtées et affiche donc la même orientation, trahirait l'existence de mouvements tectoniques récents le long de cet ancien axe volcano-structural.

Du gypse apparaît périodiquement à l'heure actuelle, durant la saison sèche, dans les fentes de retrait qui affectent la pellicule superficielle des argiles de subsurface (Julius et Pons, 1973).

### **Crève-Coeur**

La zone zéolitisée est située un peu à l'Est du piton Crève-Coeur, à l'aplomb du morne Biron. Une seule zone anchimétamorphique circulaire apparaît, caractérisée par l'association chabazite, heulandite, mésotype, (et analcime). Elle se superpose très étroitement aux restes du volcan basaltique du Crève-Coeur qui appartient, comme la Savane des Pétrifications, à la série volcanique de Sainte-Anne. Il pourrait donc s'agir d'une simple auréole thermométamorphique synchrone de l'activité de ce volcan.

### **Morne Flambeau**

Les zéolites (thomsonite, harmotome, heulandite et chabazite) dessinent une auréole elliptique de grand axe NW-SE, centrée sur les dépôts de scories stromboliennes du volcan du morne Flambeau.

L'analcime est associée aux zéolites dans la majeure partie de l'auréole tandis que polymorphes de la silice et barytine la prolongent vers l'Est jusqu'au cap Ferré.

Le volcan du morne Flambeau appartenant à la série volcanique de Sainte-Anne, il est possible de dater ces phénomènes hydrothermaux aux alentours de 18,6 Ma. Le contrôle structural de l'ensemble n'est pas précisé.

### **Morne Vent**

Les zéolites apparaissent dans une bande de terrain relativement étroite, orientée NW-SE entre Saint-Esprit et le morne Carrière (milieu de l'axe le Vauclin – le Marin).

Il est possible de reconnaître, au milieu de cette bande caractérisée par l'association heulandite - chabazite, une zone à stilbite (et analcime), de même orientation, à l'aplomb du morne Vent. Ce dernier est, avec la montagne du Vauclin, l'édifice qui marque la fin de l'activité de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault vers 9,8 Ma. L'étroit contrôle combiné du volcanisme, de l'hydrothermalisme et de la tectonique NW-SE, autorise à penser – tout au moins pour la zone à stilbite – que les minéralisations hydrothermales datent de la même époque.

### **Montagne du Vauclin**

Une auréole presque circulaire à stilbite seule est centrée sur la montagne du Vauclin, au sein d'une zone plus diffuse à chabazite, heulandite, silice et calcite. Localement, le passage entre les deux zones est caractérisé par l'association analcime - thomsonite.

La présence de stilbite dans les coulées du sommet de la montagne du Vauclin ( $\alpha m2d$ ) prouve qu'une partie des minéralisations secondaires est contemporaine de sa mise en place, c'est-à-dire âgée de 9,8 Ma.

Dans la zone externe, où des minéralisations plus anciennes peuvent être présentes (ce secteur de l'île est actif depuis 14 Ma), on constate que les fluides hydrothermaux ont essentiellement circulé dans les dômes fracturés (quartier Placide, Est de la montagne du Vauclin) et à l'interface tuffites/dykes.

### **Région du François, massif du morne Pitault, le Robert et la presqu'île de Bois-Pothau**

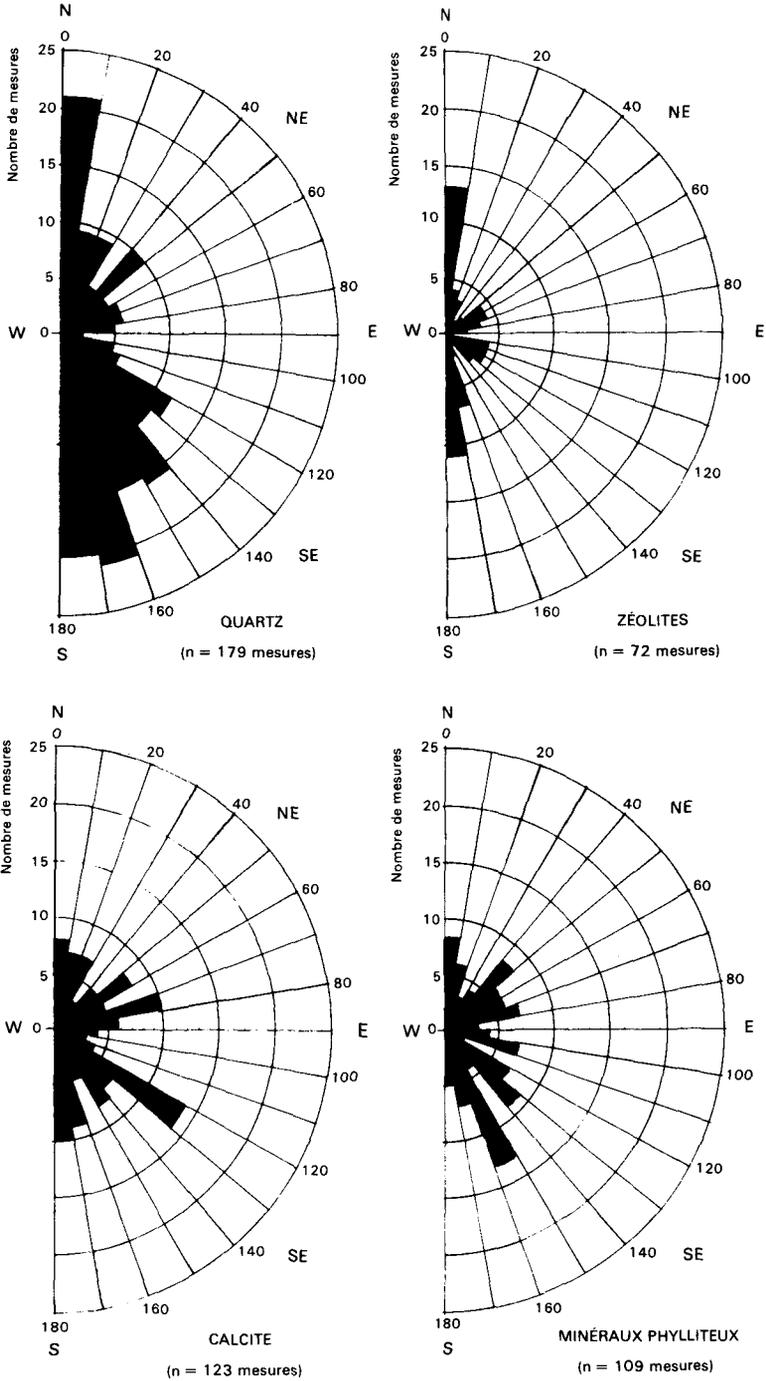
C'est dans cette partie de la Martinique que Pelletier (1974 et 1976) a défini pour la première fois des zones d'anchimétamorphisme associant plusieurs espèces de zéolites, et qu'il en a reconnu le caractère emboîté et grossièrement centré sur les quartiers Chopotte et Chapelle-Villarson (Nord-Ouest du François). L'échantillonnage des espèces minérales secondaires a ultérieurement été complété (Westercamp, 1981), et l'on s'accorde maintenant à reconnaître dans ce secteur trois types d'associations montrant entre elles des rapports géométriques plus complexes.

- L'enveloppe zéolitique externe est caractérisée par l'association mordénite - chabazite - heulandite ou clinoptilolite (cette dernière confinée dans la presqu'île de Bois-Pothau). Leur sont associés occasionnellement la thomsonite, l'analcime, la pyrite, et très généralement la calcite et des polymorphes de la silice. Elle couvre l'ensemble du secteur et déborde vers le Nord, jusqu'à Sainte-Marie.

- Au sein de cette zone externe d'anchimétamorphisme, apparaissent des auréoles étroites caractérisées par le développement de la stilbite aux dépens des espèces de zéolites citées précédemment. Elles sont allongées parallèlement, voire franchement superposées, aux directions tectoniques majeures NE-SW qui affectent cette région.

Trois auréoles sont bien dessinées dans les secteurs respectifs du Vert-Pré, du Robert et du quartier Four-à-Chaux (Sud du Robert). La quatrième n'est qu'esquissée (quartier Morne-Courbaril, NNW du François) car quelques gîtes isolés et dispersés de stilbite plus au Nord, interdisent dans l'état actuel de l'échantillonnage de fermer l'auréole de façon simple.

- Emboîtées dans les zones à stilbite du morne Pitault, se trouvent deux auréoles très bien limitées, caractérisées par la cristallisation de la laumontite associée au quartz et à l'hématite, et la disparition de la stilbite. Elles sont également allongées selon la direction tectonique majeure NE-SW.

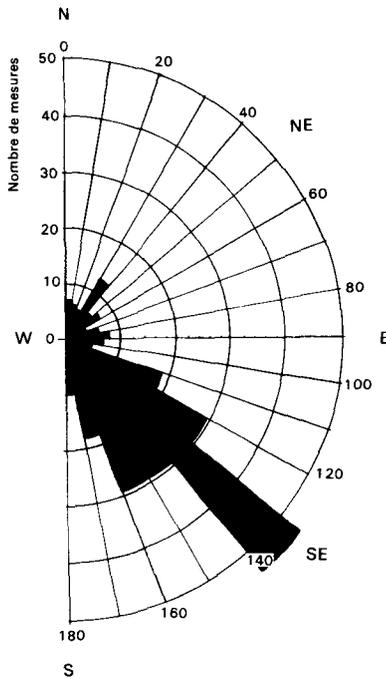


**Fig. 13a - Roses d'orientation des fractures visibles**  
au niveau des affleurements de la chaîne volcanique de Vauclin-Pitault  
(secteur Le François-Le Robert). D'après M. Zorpi

Les études en cours sur ce secteur (Zorpi, à paraître) confirment le rôle essentiel de la tectonique sur la distribution des espèces minérales secondaires (fig. 13a).

A l'échelle de l'affleurement ce sont plutôt les fractures de direction N-S qui apparaissent minéralisées et dans une moindre mesure celles de direction NW-SE et NE-SW à ENE-WSW. Silice et zéolites sont concentrées préférentiellement dans les fractures N-S, tandis que la calcite et les minéraux phylliteux se répartissent plutôt le long des fractures tournant autour de la direction NW-SE.

Nous reviendrons rapidement au chapitre suivant sur les raisons qui font que, dans des auréoles anchimétamorphiques nettement orientées NE-SW (fig. 13b), les minéralisations se concentrent dans des fractures de direction souvent différente.



**Fig. 13b - Rose d'orientation des dykes de la chaîne volcanique du Vauclin-Pitault**

## **Presqu'île de la Caravelle**

La presqu'île de la Caravelle est sans conteste, la province de l'île où les minéralisations secondaires sont à la fois les plus étendues et les plus spectaculaires.

Si on fait abstraction du pied de la presqu'île qui, avec ses quelques gîtes de heulandite se rattache nettement au secteur Sainte-Marie – Trinité, cette région est caractérisée par :

- une silicification en masse très importante des formations, accompagnée de filons et filonnets de jaspé, d'opale et de quartz ;
- le présence de filons de barytine, plus rarement de calcite, orientés selon la direction WNW-SSE ;
- l'absence des zéolites.

## **La Trinité – Sainte-Marie**

Une petite auréole à stilbite seule, apparemment orientée N-S, se superpose aux formations du centre volcanique sous-marin du quartier Anse-Azerot (Hm2b) dont la mise en place est contrôlée par un axe volcano-tectonique de même orientation. Elle s'inscrit dans une zone anchimétamorphique diffuse caractérisée par la présence d'heulandite, de chabazite, de calcite (et de stilbite), qui rejoint quasiment celle de même intensité enveloppant la région du Robert et la presqu'île de Bois-Pothau. L'échantillonnage des phases minérales secondaires n'est pas assez serré dans cette région pour que la géométrie de ces deux zones puisse être mieux définie.

L'âge des phénomènes hydrothermaux ne peut être contraint par la géologie puisque les formations altérées sont les plus anciennes de l'île et qu'il n'y a pas de recouvrement par des formations géologiques plus jeunes non affectées. Le contrôle évident de la morphologie de la côte septentrionale par une tectonique ENE-WSW bien visible, et la présence de griffons calcaires sub-actuels, suggèrent qu'au moins la dernière phase d'altération (dans l'hypothèse d'un phénomène polyphasé) est récente, c'est-à-dire âgée de moins d'un million d'années.

## **Haut et moyen cours de la rivière du Lorrain**

La région comprise entre les trois principaux centres volcaniques ayant contribué à l'édification du compartiment géologique central de la Martinique – le piton Laroche, le morne Jacob et les pitons du Carbet – montre des signes d'hydrothermalisation intense.

En particulier le secteur oriental du piton Gelé, recoupé par le haut cours de la rivière du Lorrain, montre à l'affleurement des laves massives ( $2\alpha$ ,  $1\beta$ ,  $1\beta_{ol}$ ) entièrement argilisées, avec présence de pyrite diffuse, de filonnets de silice et calcite, d'épidote, et chloritisation des minéraux ferro-magnésiens primaires. L'apparition de ces derniers minéraux secondaires, qui indiquent des paléotempératures élevées supérieures à 200-230°C, semble coïncider avec le tracé de failles NW-SE ou NE-SW, repérées en photogéologie. C'est également le long de la faille NE-SW soulignée par la rivière la Pirogue (ENE du morne Jacob) qu'apparaissent mouchetures de pyrite et filonnets de calcite dans le secteur du cours moyen de la rivière du Lorrain. Entre ces deux zones, et jusqu'aux contreforts septentrionaux du morne Bellevue, on a trouvé quelques gîtes isolés de zéolites.

Les argiles d'altération fumerollienne recoupées par la route D1 de part et d'autre de Deux-Choux ont été analysées par Pons (1987). Les faciès blanc grisâtre et gris bleuté sont constitués de smectites (100 %) bien cristallisées. Les faciès gris bleuté à traces d'oxydation admettent 25 % de kaolinite dans un fond smectitique moyennement cristallisé.

Plusieurs sources thermales, ou bien froides et minéralisées, à dégagements de CO<sub>2</sub>, sont signalées dans la région.

L'âge des phénomènes hydrothermaux est compris entre 5 et 0,9 Ma ( $1\beta_{ol}$  est affecté tandis que  $9\alpha_{bi}$  semble ne pas l'être).

### **Le Lamentin et la bordure méridionale de la baie de Fort-de-France**

De nombreux indices d'activité hydrothermale actuelle (sources chaudes et gradients thermiques élevés du Lamentin, anomalies en gaz -Rd, He, CO, CO<sub>2</sub>- dans les sols) et de manifestation hydrothermale récente (anomalies en Hg et As dans les sols, travertins siliceux de Château-Lézards et du morne Doré, minéralisations du morne Rouge...) ou plus ancienne (filons de jaspe et filonnets d'oxydes et hydroxydes de fer à l'Ouest du Lamentin et alentour des Trois-Ilets), sont rassemblés dans les terrains qui entourent le fond de la baie de Fort-de-France. C'est la raison pour laquelle ce secteur a été au centre des prospections de géothermie haute température conduites par EURAFREP puis par le BRGM, entre 1965 et 1985.

Chovelon (1984b) suite à une étude détaillée du contexte micro-tectonique des minéralisations secondaires de la zone Lamentin – Trois-Rivières, reconnaît trois phases hydrothermales.

*La première phase* est illustrée par des dépôts de silice accompagnée de montmorillonite, principalement le long de fractures orientées NW-SE. Les roches affectées sont essentiellement les coulées anciennes de la presqu'île des Trois-Ilets ( $\rho_{\alpha m 2c}$  et dans une moindre mesure  $\rho_{\alpha m 2e}$ ). Les coulées du morne Pavillon ( $\rho_{\alpha m 2f}$ ) n'étant pas affectées, on ne peut suivre cet auteur dans l'attribution d'un âge récent (inférieur à 0,6 Ma) à ces phénomènes. Tout porte à croire, au contraire, qu'ils sont contemporains des premières phases volcaniques fissurales du Sud-Ouest martiniquais (âge compris entre 9 et 7 Ma).

*La deuxième phase* est marquée par des dépôts de goethite et hématite subordonnée, le long de fractures orientés selon l'ensemble des directions tectoniques relevées dans la région (N-S, E-W, N20°, NW-SE, NE-SW). Elle est postérieure à 6,5 Ma puisque les dacites à grenat de Gros-Ilet sont affectées, et pourrait d'après P. Chovelon être très récente. L'intense transformation en montmorillonite des laves dacitiques de la Poterie Industrielle des Trois-Ilets et la cristallisation des quelques zéolites de la Pagerie, qui sont liés à la direction transverse NE-SW, pourraient relever de cette phase.

*La troisième phase* concentre ses effets entre Rivière-Salée, le Lamentin et le quartier Chateauboeuf (périphérie est de Fort-de-France). Elle se manifeste essentiellement par des dépôts de silice :  
– filons et filonnets orientés préférentiellement NW-SE dans les coulées du Lamentin ( $1\alpha$ ) et du quartier de La Californie ( $\rho_{\alpha m 2f}$ ) ;  
– altération en masse au Petit Morne et au morne Rouge, accompagnée de barytine et d'argiles ;  
– dépôt de travertins, dans la silice colloïdale desquels ont cristallisé de la barytine (morne Doré) ou de la tourmaline (Chateau-Lézards) ou encore de l'arsénopyrite (morne Rouge). Les drains des fluides d'origine sont N-S et NE-SW ou NW-SE.

P. Chovelon attribue, sur la base des datations U/Th des travertins siliceux de Chateau-Lézards, un âge compris entre 300 000 et 250 000 ans à l'ensemble de cette phase. Elle devrait, puisqu'on y inclut ici les filons de silice visibles à l'Ouest du Lamentin, avoir débuté dans des temps plus réculés, mais de toute façon plus récemment que 4 Ma puisque  $1\alpha$  est affecté.

On remarque que l'enveloppe des anomalies en gaz et en certains éléments dans les sols, coïncide étroitement avec les dépôts siliceux de la troisième phase. Ceci conduit à penser que le réservoir géothermique actuel à les mêmes dimensions que celles qu'il avait il y a 250 000 ans mais qu'il est positionné plus profondément et/ou que la température des fluides est globalement plus faible.

Les argiles aux teintes variées (gris foncé, bleu violacé, beige grisâtre ou jaunâtre) et plus ou moins tachetées de blanc (anciens plagioclases), qui affleurent à proximité de l'ancienne distillerie Acajou (Nord du quartier de La Californie), sont un mélange de smectites (50 à 80 %) et de kaolinite bien cristallisées (Pons, 1987). Elles résultent de phénomènes d'altération fumerolienne sans doute contemporains des silicifications observées à proximité.

### **Morne Jacqueline, Petite-Anse du Diamant**

Les failles NW-SE qui séparent le morne Jacqueline des volcans de l'alignement pointe Burgos – Roches-Genty – morne Larcher – rocher du Diamant, sont soulignées de calcite, de gypse, et de filons d'opale. Les terrains anciens qui affleurent de part et d'autre des failles cartographiées, sont en outre intensesment silicifiés. La relation entre les dépôts de calcédoine et la tectonique locale est également manifeste au nord des Anses-d'Arlets, les deux occurrences connues jalonnant respectivement une faille NW-SE et une faille NE-SW.

## *SOURCES THERMALES ET/OU A VENUES GAZEUSES*

### **Définition**

A la suite de Mouret (1979), on considère ici comme source thermique, toute source dont la température moyenne est supérieure à la température moyenne des eaux de surface au point donné. En Martinique, où le relief joue un rôle important dans la détermination de la température des eaux de surface, on prend pour gradient thermo-altimétrique 0,9°C/100 m sur le versant atlantique et 0,8°C/100 m sur le versant caraïbe.

## Répartition

Les sources thermales et/ou à venues gazeuses se répartissent suivant cinq secteurs (fig. 14) :

- autour et à flanc de la montagne Pelée ;
- à la périphérie des pitons du Carbet ;
- à l'extrémité occidentale de la plaine du Lamentin entre le canal du Lamentin et l'habitation Carrière ;
- dans la presqu'île du Sud-Ouest (morne Jacqueline) ;
- au Sud du François (source de Frégate).

## Sources de la montagne Pelée

● **Sources chaudes de la rivière Claire.** Elles sont situées sur le flanc ouest du volcan entre 600 et 620 m d'altitude dans la haute vallée de la rivière Claire. Les émergences se font sur 100 m de long au fond d'une gorge accidentée de cascades.

Elles ont des débits très variables allant du suintement jusqu'à 0,2 l/s au maximum. Barat (1987) estimait, en 1981, leur débit total à plus de 20 l/s.

Leur température est comprise entre 73°C et la température ambiante. La composition chimique de ces sources est essentiellement bicarbonatée chlorurée sodique. Les compositions isotopiques en deutérium et oxygène permettent de penser que ce sont les eaux météoriques locales qui sont à leur origine.

● **Eaux chaudes du bord de mer.** Il s'agit des manifestations thermales que l'on observe en aval près de l'embouchure de la rivière Claire.

Le *puits chaud* est un puits busé, de 6 m de profondeur, creusé depuis quelques années. La température moyenne de l'eau y est de 47°C. Les mesures en continu, conduites par le personnel de l'observatoire volcanologique du morne des Cadets entre 1965 et 1976, ont mis en évidence une variation de périodicité bijournalière proche de 2°C et attribuée à l'effet de marée. La composition chimique des eaux du puits reflète ainsi un mélange entre un fluide bicarbonaté chloruré sodique et 1 à 2 % d'eau de mer.

La *source chaude du bord de mer* fait actuellement émergence en mer. Sa température était de 36°C, en 1977.

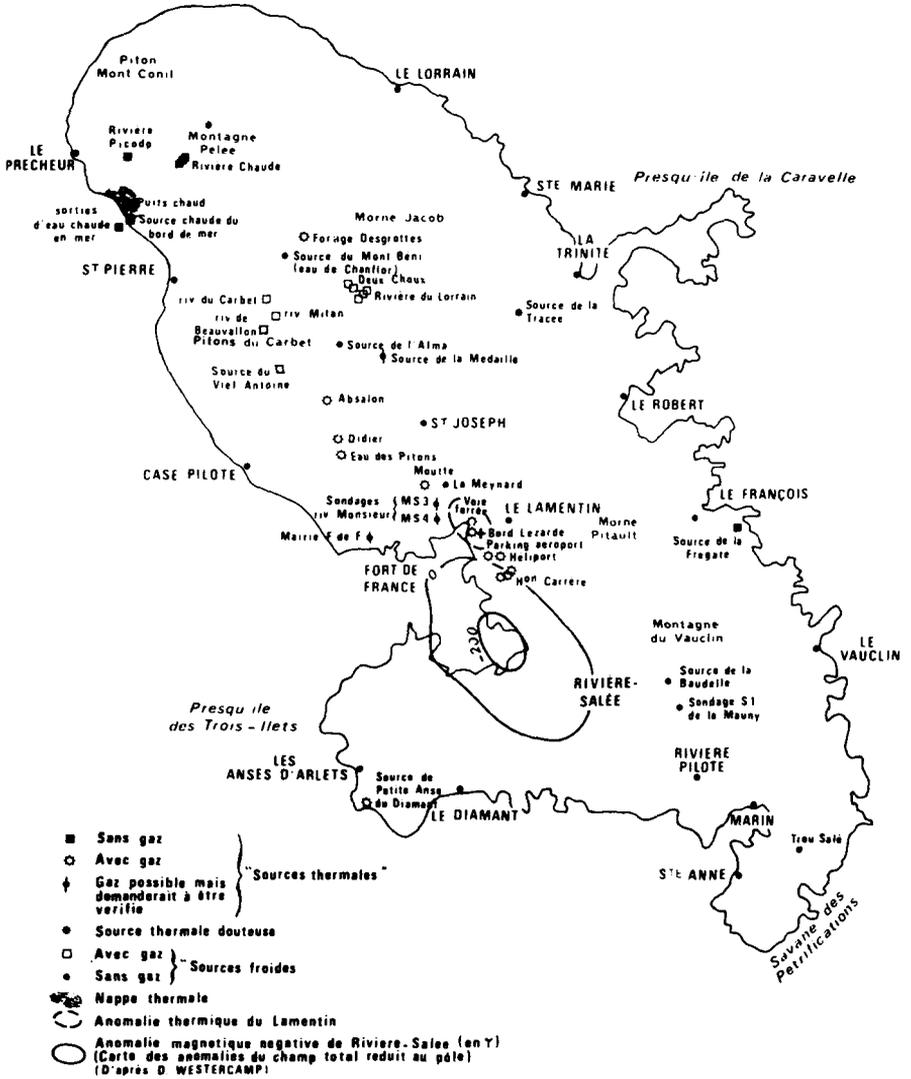


Fig. 14 - Plan de situation des sources thermales de la Martinique  
(d'après Mouret, 1979)

La *rivière Claire*, dans les derniers 500 m avant son embouchure, est souvent alimentée par le débordement d'une nappe chaude, en aval d'une chute de 3 mètres de haut. La température de l'eau, en 1981, n'a jamais dépassée 35°C (Barat, 1987).

● **Sources chaudes de la rivière Mitan.** On observe actuellement ces sources de manière discontinue, le long de la rivière Mitan, jusqu'à la source pérenne vers 210 m d'altitude, à près de 1 km en amont du confluent avec la rivière l'Etang. Deux zones d'émergence ont été retrouvées par Barat (1987) :

– celle en *amont*, est au coeur d'un cirque de 20 m de diamètre aux parois verticales hautes de 20 m ; la température de l'eau, en 1981, était de 27,5°C en moyenne ;

– celle en *aval*, est au pied d'un dépôt de coulée de ponces en falaise (P6 probable) ; les températures, en 1981, décroissent vers l'amont de 30 à 28°C.

### Sources des pitons du Carbet

● **Absalon.** La source est composée de plusieurs griffons. Trois de ces griffons sont coiffés par une boîte de captage et alimentent l'établissement thermal d'Absalon situé à proximité de la route RN3, environ 12 km au Nord de Fort-de-France.

Les autres griffons se répartissent de la façon suivante :

– deux dans la ravine longeant l'établissement thermal ;

– un au Sud de la boîte de captage ;

– trois dans la rivière Dumauzé, dont un à l'aplomb d'une fissure et deux dans le lit même, accompagnés d'un fort dégagement gazeux (CO<sub>2</sub> pour plus de 99 %).

Les températures des différentes émergences étaient, dans les années 1976-1978, comprises entre 32 et 38°C. La composition chimique de ces sources est bicarbonatée calci-sodique. La minéralisation totale et le pH des eaux oscillent respectivement entre 1,83 et 1,97 g/l, et entre 6,20 et 7,20 (d'après Mouret, 1979).

Une source isolée a été repérée à proximité lors des levés géologiques de 1970, dans la rivière Duclos à environ 440 m d'altitude, c'est-à-dire à près d'1 kilomètre au Nord-Ouest de la station thermale.

● **Fontaine Didier.** Cette source est située au bout de la route de Didier (CD4), au Nord de Fort-de-France, sur la rivière Dumauzé

(altitude 210 m) en aval de la station thermale d'Absalon. Elle est exploitée à des fins industrielles pour l'alimentation en eau de table. Sa température est de 32 °C, sa composition chimique bicarbonatée mixte ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  étant présents en quantité assez proche), et son pH varie de 6,15 à 7,40. La composition des gaz associés n'est pas connue quantitativement mais serait, comme à Absalon, en très grande majorité du  $\text{CO}_2$ .

● **Source des Pitons.** Deux griffons sont signalés par Mouret (1979) dans la rivière de Case-Navire à l'altitude de 129 m, l'un en rive gauche dans une boîte en béton, l'autre à quelques mètres en amont dans le lit de la rivière. L'eau, de composition chimique bicarbonatée mixte comme à Didier, affichait en 1976 une température de 28°C, un pH de 7,2 et une minéralisation de 1,5 g/l.

● **Fontaine de Moutte.** La source de Moutte se trouve dans la banlieue nord-est immédiate de Fort-de-France. L'ancien établissement thermal côtoie un atelier d'embouteillage. Deux griffons sont connus. Du principal, c'est-à-dire de celui qui est exploité, l'eau sort avec un débit d'environ 1 l/s, à une température de 30,5°C. Sa composition chimique est bicarbonatée chlorurée sodi-calcique. Sa minéralisation totale oscille de 0,58 à 0,69 g/l et son pH de 6,05 à 6,60. Assez riche en fer, elle laisse, comme à Absalon, un précipité ocre d'oxyde ferrique probable. Notons enfin qu'elle possède un débit gazeux.

● **Deux-Choux et rivière du Lorrain.** Les sources de la zone de Deux-Choux – rivière du Lorrain sont caractérisées par des mofettes froides de  $\text{CO}_2$  avec de l' $\text{H}_2\text{S}$  qui se dégagent dans les eaux de surface. Le débit du dégagement gazeux est important. La température des eaux identique à celle des eaux de surface, sauf pour l'une de ces sources qui est tiède (rivière Petit-Nicolas, altitude 330 m).

Leur minéralisation est aussi à peu près identique avec des teneurs en sulfate légèrement plus élevées, ce qui s'explique bien par l'oxydation de l' $\text{H}_2\text{S}$  par l'oxygène dissous présent dans l'eau de surface.

### Sources de la plaine du Lamentin

C. Mouret, dans son rapport de 1979 donne les indications suivantes quant à leur localisation.

● **Source du parking de l'aéroport**

x = 714,18    y = 1614,00    z ≈ 2,3 m

Elle se trouve dans un fossé bordant un parking d'avion en mauvais état. Les travaux effectués masquent différents griffons qui se reforment sous le macadam ou ... sous les bâtiments.

● **Source rive droite de la Lézarde**

Accès facile à partir de la zone industrielle du Lamentin.

x = 714,21    y = 1614,97    z = 1,0 m

● **Source de la voie ferrée**

Cette source se situe entre les deux rails d'une voie ferrée désaffectée qui traverse les mangroves (elle débute derrière le terrain de la DDE à la zone industrielle du Lamentin).

x = 714,25    y = 1615,70    z = 1,30 m

● **Source de l'Héliport**

Dans une prairie, tout près de la grande piste de l'aéroport.

x = 714,92    y = 1614,00    z = 3,0 m

● **Source de l'habitation Carrère**

n° 1    x = 715,20    y = 1613,34    z = 3,0 m

n° 2    x = 715,17    y = 1613,35    z = 3,0 m

n° 3    x = 715,18    y = 1613,38    z = 3,0 m

Il y a au moins une dizaine d'autres griffons de part et d'autre du canal Carrère dont l'accès est rendu difficile par les marécages et les hautes herbes. Elles n'ont pu être répertoriées.

**Température et débit.** Aux dates indiquées les températures des eaux thermales se répartissaient ainsi :

Scé du parking aéroport    38,0°C    20-9-76

Scé rive droite de la Lézarde    46,0°C    20-9-76

Scé de la voie ferrée    52,0°C    20-9-76

Scé de l'Héliport    34,5°C    20-9-76

Scé de l'Habitation Carrère :

1) 49,0°C    28-9-76

2) 50,0°C    28-9-76

3) 50,5°C    28-9-76

Leurs débits sont dérisoires (moins de 0,01 l/s par source).

**Composition chimique.** Les eaux sont de type chloruré sodique carbogazeux et ferrugineux. Les analyses de gaz libres et dissous montrent une prédominance pour le CO<sub>2</sub> (jusqu'à 97,1 %). Les pH sont tout à fait caractéristiques de ce type d'eau (6,30). Les résultats des analyses isotopiques montrent un léger enrichissement en <sup>18</sup>O pour la source Carrère (Iundt, 1984). Ce phénomène est typique des eaux de champs géothermaux.

### Source du Diamant

Cette source, marquée par six petits griffons, est située au bord de la mer, au pied du morne Jacqueline, soit à l'Ouest de la plage de Petite-Anse du Diamant. Son débit est de 0,5 l/s au total, sa température de 35°C, sa composition chimique est chlorurée sodique, sa minéralisation oscille entre 10 et 19 g/l et son pH entre 6,2 et 6,7 (données de Mouret, 1979). On note aux griffons un faible dégagement gazeux. Les fortes teneurs en lithium, silice, bore et arsenic, et le déséquilibre en <sup>18</sup>O de près de 5‰ de ces eaux est caractéristique d'un fluide géothermique de haute température (Iundt, 1984).

### Source de Frégate

Elle est située au Sud du François, à proximité de la RN1 conduisant au Vauclin, en bordure de mangrove. Son débit est de moins de 0,1 l/s, sa température atteint 32,1°C, son pH oscillerait entre 6,6 et 7,5. Sa composition chimique est chlorurée sodique, comme au Lamentin, mais sa minéralisation totale reste inférieure à 2 g/l.

## *FORAGES A CARACTÈRE GÉOTHERMIQUE*

### Forage d'exploration géothermique LA101

La société EURAFREP et EDF ont réalisé conjointement en 1969 un forage d'exploration géothermique localisé le long de la rivière Lézards juste à l'Est de Cohé du Lamentin. Ce forage, profond de 771 m, a rencontré entre 155 et 250 m de profondeur un drain d'eau chaude qui a donné lieu en surface à une éruption d'eau à 91°C. Au bout de trois semaines cette dernière s'est arrêtée par colmatage naturel grâce à des dépôts de calcite. Au delà de 250 m de profondeur la température s'est mise à diminuer pour se stabiliser à partir de 600 m à 70°C.

L'eau de la nappe recoupée en forage avait une composition chimique comparable à celle des sources thermales du Lamentin.

Sur le plan des minéralisations hydrothermales les formations géologiques recoupées par LA101 sont silicifiées du haut jusqu'en bas. Pyrite et mispickel apparaissent dès 30 m de profondeur, la chlorite vers 400 m, l'épidote et la laumonite à 470 m (d'après G. Marinelli *in* documents EURAFREP inédits).

### **Forages de gradient de température**

EURAFREP a réalisé 15 forages de moins de 200 m de profondeur pour des mesures de gradient thermique. Douze de ces forages (LA1 à LA12) ont été effectués dans la plaine du Lamentin avant LA101 et pour guider son implantation. Trois forages supplémentaires (S1 à S3) ont été exécutés en 1970 ultérieurement à la réalisation de LA101, l'un à Chateauboeuf (Est de Fort-de-France), un autre à Bellefontaine au pied des coulées de débris hydrothermalisées, et un dernier dans la ville de Saint-Pierre.

Dans le Lamentin, l'influence des aquifères superficiels froids (nappe du Lamentin, voir plus loin) et chauds (drain recoupé par LA101) sur la répartition des isothermes construits à partir des mesures dans les 13 forages réalisés dans ce secteur, est très sensible. Verzier et Westercamp (1983) ont ainsi montré que seuls les forages LA1 et LA11 échappaient à ces influences et apportaient des informations sur les caractéristiques thermiques du substratum "profond" (c'est à dire au delà de 250 m de profondeur).

### **ANOMALIES DE GAZ, ARSENIC ET MERCURE DANS LES SOLS**

L'enveloppe des anomalies en radon, dioxyde de carbone, hélium, arsenic et mercure dans les sols de la plaine du Lamentin (d'après les travaux de Iundt, 1982 et Chovelon *et al.*, 1986) est reportée sur la carte. Il s'agit des sols ayant des teneurs supérieures à 100 ppb pour le mercure, 30 ppm pour l'arsenic, 2 000 p Ci/l pour le radon, 300 ppb pour  $\Delta\text{He}$  (c'est-à-dire la différence hélium-sol / hélium-air), et 10 ppm pour le dioxyde de carbone.

Au sein de cette enveloppe, on note des pics dans les teneurs en mercure au Nord du morne Cabrit (1 500 ppb) et au niveau des travertins siliceux de Château-Lézards (3 750 ppb) ; dans les teneurs en arsenic du morne Rouge (92 ppm) ; dans celles en radon à l'habitation Génipa au Nord de Petit-Bourg (4 294 p Ci/l) et dans la zone des sources de l'habitation Carrère (4 362 p Ci/l) ; dans celles en  $\Delta\text{He}$  entre le Lamentin et le quartier de La Californie (supérieur à 1 000 ppb).

En dehors de cette enveloppe, quelques anomalies en l'un ou l'autre de ces éléments ont été repérées dans la presqu'île des Trois-Îlets. En particulier un axe NW-SE se dessine à l'Ouest de Sainte-Luce et de Rivière-Salée pour le radon et pour l'hélium.

Dans le Nord de l'île, une anomalie en mercure de 100 à 1200 ppb enveloppe le piton Boucher. Sinon, tout le secteur compris entre Case-Pilote, Saint-Pierre et Ajoupa-Bouillon est caractérisé par des teneurs inférieures à 100 ppb, ce qui veut dire notamment que la faille transverse majeure Saint-Pierre – Morne-Rouge (voir chapitre suivant) ne se manifeste pas par des remontées anormales en cet élément.

## TECTONIQUE

Barrabé (1955) interprétait les directions et valeurs de pendage assez variées des tufs du Vauclin (*s.l.*) dans le cadre de deux synclinaux d'axe ENE-WSW : le synclinal de Sainte-Anne et le synclinal du Vauclin. Pelletier (1974) confirmait cette disposition géométrique des terrains, mais en cherchait la cause dans des réajustements volcano-tectoniques ou dans des irrégularités du substratum plutôt que dans des mouvements de serrage régionaux comme le postulait L. Barrabé. Grunevald (1965) réalise une première esquisse tectonique de l'île (*cf.* sa figure 25) caractérisée par un réseau de failles NW-SE et NE-SW côté est, et des failles N-S et NW-SE côté ouest. Les tracés qu'il propose sont en partie basés sur la répartition des filons de barytine et des sources thermales.

R. Richard pour le compte d'EURAFREP en 1969, et D. Galmier pour le compte de la S.M.M. Peñarroya en 1970, précisent le schéma tectonique de l'île à partir d'études détaillées des photographies aériennes. Le premier de ces auteurs souligne la prépondérance des directions tectoniques NW-SE sur l'ensemble du territoire, le second

observe des linéaments N-S mais dans la partie orientale de l'île cette fois.

La réalisation de profils géophysiques à différentes échelles, selon différentes méthodes et dans le cadre de programmes de recherche scientifique ou d'opérations à caractère industriel, va contribuer au décryptage de la tectonique de l'île. Ainsi la campagne de mesures aéromagnétiques de l'Institut national d'astronomie et de géophysique de 1975, dont les résultats sont interprétés par l'IPGP (Feuillard, *et al.*, 1980) et le BRGM (Gérard *et al.*, 1981), confirme-t-elle (1) la justesse de l'esquisse tectonique de Grunevald (1965), notamment l'existence d'accidents profonds Nord-Sud dans la moitié septentrionale de l'île, et (2) l'importance des accidents transverses NE-SW reconnue en 1972, par Westercamp. Les profils électriques réalisés par le Service géologique régional des Antilles et de la Guyane dans le cadre de l'inventaire des ressources en eau souterraine (*cf.* nombreux rapports inédits du SGR/ANT), et les campagnes magnétotelluriques conduites par divers autres départements du BRGM lors de l'exploration géothermique de l'île (*cf.* Puvilland, 1985, pour une synthèse), révèlent des failles cachées ou confirment des accidents déjà répertoriés ; nous reviendrons sur les plus importants d'entre eux un peu plus loin.

Les mesures systématiques de la fracturation récente au long d'affleurements étendus et bien dégagés (carrières, côtes rocheuses...) permettent de préciser l'état des contraintes tectoniques auxquelles l'île est aujourd'hui soumise (Bonneton et Scheidegger, 1981a et b ; Chabellard *et al.*, 1986 ; Sauret, travaux en cours). L'analyse des relations existant entre les fractures anciennes et les associations de minéraux hydrothermaux qui les scellent, permet d'approcher l'évolution chronologique des phénomènes tectoniques à grande échelle (Westercamp, 1981) comme à petite échelle (Chovelon, 1984a et b, 1986 ; Zorpi, à paraître).

Ces divers travaux montrent le peu de corrélation qui existe entre les directions des structures tectoniques régionales et celles des failles et fractures locales et ponctuelles. Nous exploiterons ces données, illustrées par les roses d'orientation de fractures de la figure 13, dans le court paragraphe consacré à l'histoire volcano-structurale de l'île en liaison avec les caractéristiques géodynamiques de l'arc à cette latitude.

## CRITÈRES D'IDENTIFICATION DES FAILLES

L'identification des failles assez importantes pour pouvoir être reportées sur une carte géologique à 1/50 000, est difficile dans une région volcanique comme la Martinique :

- le climat tropical humide favorise l'érosion et l'altération des formations à l'affleurement, et leur recouvrement par une forêt dense en altitude ;
- l'activité humaine contribue, avec le climat, à la modification des morphologies originelles, donc à l'effacement des traces des failles en surface ;
- le critère fondamental d'horizontalité et de superposition initiales des couches géologiques est peu applicable en région volcanique car l'extension d'une formation y est souvent limitée et les inversions de relief fréquentes.

Ainsi ce n'est qu'exceptionnellement qu'on a pu identifier des failles directement au cours des levés géologiques. Par contre, il a été possible de vérifier sur le terrain un certain nombre de linéaments tectoniques repérés en photographie aérienne ou suspectés sur la base d'autres critères.

- La distribution de certains écoulements pyroclastiques de la montagne Pelée, et la position géométrique des trop rares affleurements de roche sédimentaire, ont permis de confirmer l'existence de failles importantes.
- Les ressauts topographiques ou les reliefs à contre-pente sont des indices de faille quand les formations géologiques de part et d'autre s'avèrent comparables en faciès et en âge. Il en est de même des alignements de cours d'eau ou des changements brutaux de direction d'une vallée, s'ils sont jalonnés de mylonites, d'altérations fumerolliennes ou de sources thermales.
- Les dykes, et d'une façon moins directe les alignements de centres éruptifs, soulignent toujours des failles ou des fractures. C'est le cas, souvent sinon généralement, des anomalies géochimiques allongées (par exemples de gaz dans les sols) et des auréoles elliptiques d'anchimétamorphisme (zéolites).
- La répartition des séismes locaux et les discontinuités géophysiques (notamment celles révélées lors des prospections électriques à

haute densité de sondage pour la recherche d'eau souterraine), constituent également des indices intéressants.

● On a pu démontrer que certains faciès pétrographiques exceptionnels (dacite et andésite à phénocristaux de grenat ; basalte et andésite magnésienne riches en olivine) sont directement liés à l'activité de failles transverses à l'arc. Leur présence, inversement, est donc un bon critère de l'existence de telles structures.

## *DESCRIPTION DES PRINCIPAUX SYSTÈMES TECTONIQUES*

### **Failles transverses de la montagne Pelée**

● La principale d'entre elles est la *faille Saint-Pierre – Morne-Rouge*. Elle sépare l'ensemble Conil – Pelée du système Jacob – Carbet et se marque dans le paysage martiniquais par le rebord morphologique de près de 100 m de puissance qui domine la plaine du quartier La Montagne, côté sud. Le tracé septentrional de cette structure tectonique, de direction générale NE-SW, est emprunté par le cours inférieur de la rivière Capot. Son prolongement, à flanc caraïbe de la ride insulaire, c'est-à-dire à l'Ouest de Saint-Pierre, est parfaitement visible sur les documents cartographiques sous-marins "seabeam" (Bouysse *et al.*, 1988).

Cet accident transverse, composé dans le détail de plusieurs tronçons de faille d'orientation variée, n'apparaît souligné d'altérations fumerolliennes que dans le fond d'une petite ravine au NNW de Morne-Rouge. Partout ailleurs, l'absence de sources chaudes ou minéralisées, de zones hydrothermalisées et d'anomalies en mercure dans les sols, est à noter.

Cette absence de manifestations secondaires est surprenante, car la distribution côté sud des différents types de dépôts pyroclastiques originaires de la montagne Pelée, prouve l'occurrence de rejeux importants à l'Holocène. On constate en effet que les nuées ardentes qui marquent le début de l'activité de l'édifice récent (NBC et NMC) se sont largement écoulées au Sud de Morne-Rouge jusqu'à l'habitation Morne-Etoile (âges respectifs : 13 500 et 11 340 ans BP), alors que les brèches grossières des nuées datées à 5 100 ans BP (NMR) ne débordent pas l'actuelle route Saint-Pierre – Morne-Rouge. On retrouve un scénario comparable avec l'éruption P3 de 2 010 ans BP puisque les nuées ponceuses qui caractérisent sa phase finale s'écoulent au

départ vers le SSE avant d'être déviées en direction du Sud-Ouest devant Morne-Rouge.

On en déduit que deux reliefs de faille se sont formés au Sud de Morne-Rouge, respectivement entre environ 11 000 et 5 000 ans BP, et 5 000 et 2 000 ans BP, correspondant au total, à près de 100 m de rejet.

On retrouve, côté atlantique, ce même type de distribution entre les dépôts N du quartier Maxime et les nuées ardentes *NAB*<sub>1</sub>, et, dans une moindre mesure, entre les dépôts *NSV* du morne Capot et les nuées *NMC*. Il indique des mouvements le long du tronçon nord-oriental de la faille il y a en tout cas moins de 100 000 ans.

- Une autre faille de direction NE-SW a été repérée en audiomagnétotellurique (*cf.* Puvilland, 1986) entre le sommet de la montagne Pelée et Basse-Pointe. Si elle affecte le substratum du volcan (type mont Conil ?), elle paraît totalement ennoyée par les dépôts sus-jacents.

- Il semble enfin que les retombées méridionales du morne Julien, du morne du Bourg et du piton Marcel, représentent un ancien mur de faille. La présence d'altérations fumerolliennes dans les laves massives de la base de ces reliefs, c'est-à-dire au contact avec les dépôts d'ennyoyage péléens, en est un bon indice.

Du point de vue géophysique, la faille Saint-Pierre – Morne-Rouge est jalonnée par de petites anomalies magnétiques négatives (Gérard *et al.*, 1981), et, à proximité de Saint-Pierre, par une faible anomalie gravimétrique positive allée à des niveaux superficiels de faible résistivité (Benderitter, 1987).

### **Faille NE-SW du Carbet**

La rivière du Carbet, entre Fonds-Saint-Denis et le Carbet, est installée sur une importante limite paléomorphologique puisque les reliefs du morne des Cadets, en rive droite, qui appartiennent au volcan-bouclier du morne Jacob, dominant, en rive gauche, des produits plus récents appartenant aux volcans des Carbets.

Dans le prolongement de la ville du Carbet, à Fonds-Saint-Denis, se trouve une faille bien exprimée dans la morphologie (notamment par le col Yang-Ting) et soulignée de traces d'altération fumerollienne.

Il est alors tentant de considérer que le couple faille Yang-Ting – vallée du Carbet appartient une faille majeure transverse à l'île.

Dans cette perspective, l'amorce de cirque morphologique entaillant le morne des Cadets pourrait représenter une ancienne mégaloupe d'arrachement d'origine tectonique.

### **Grandes failles NW-SE du compartiment central de l'île**

Essentiellement repérées dans la moitié occidentale de cette partie de l'île, elles jouent un rôle essentiel dans le façonnage de l'actuelle morphologie du volcan-bouclier du morne Jacob, et dans la mise en place des pitons du Carbet.

● Les failles qui passent entre ces deux structures volcaniques sont à l'origine de la cuvette de Champ-Flore et en liaison avec les intenses altérations fumerolliennes du haut-cours de la rivière du Lorrain. Les failles nord de ce système tectonique abaissent les formations du morne Jacob, situées sous les formations lacustres (B) de Champ-Flore, d'environ 150 m. Elles sont jalonnées au pied de la crête du Cournan et du morne Jacob *s.s.* par des cirques morphologiques que nous interprétons comme des mégaloupes d'arrachement d'origine tectonique. Les failles sud de ce système abaissent le substratum de Champ-Flore de près de 200 m, laissant affleurer quelques témoins isolés du volcan morne Jacob tel le morne Balisier (Morne-Rouge). Elles guident, sinon la mise en place laves de la première phase des pitons du Carbet ( $^8\rho\alpha$ ), du moins la disposition actuelle des principaux dômes (piton Gelé) et témoins de coulées massives (morne Man Roy, morne Fumé).

● L'influence de la tectonique NW-SE apparaît de façon plus manifeste sur la mise en place des laves de la deuxième phase des pitons du Carbet ( $^9\alpha\text{bi}$ ) : la faille qui détermine le haut cours de la rivière Blanche puis son affluent jusqu'au plateau Boucher est soulignée par une petite intrusion isolée d'andésite à quartz et biotite ; le morne Piquet, le plus important des pitons du Carbet, est orienté NW-SE.

● Côté caraïbe, signalons plus particulièrement la faille qui joint Bellefontaine à Fort-de-France, présentée auparavant comme le tronçon septentrional d'une grande faille dite *Bellefontaine – Cap Ferré* (Westercamp, 1972, p. 101). De nombreux indices la justifient dont les plus marquants sont du Nord vers le Sud :

- les altérations fumerolliennes au pied de la coulée de lave andésitique du morne Jacob au lieu-dit Cheval-Blanc. Cette portion de la faille aurait joué en janvier 1902, d'après l'abbé Altéroche (cité par Giraud, 1918) ;
- le basculement des terrasses marines visibles entre Bellefontaine et Case-Pilote (pendage jusqu'à 60°) ;
- la mise en relief avec contre-pente des plateaux à l'Ouest du quartier La Démarche, entre Case-Pilote et Schoelcher. Au niveau de Fort-de-France, la faille disparaît, puis on la retrouve dans le Lamentin, partie intégrante du complexe tectonique de même nom qui va être décrit maintenant.

### **Complexe tectonique transverse du Lamentin**

La plaine du Lamentin, zone morphologiquement déprimée au coeur du resserrement central de l'île, et région où l'activité sismique locale et les manifestations hydrothermales anciennes et actuelles sont les plus importantes, a, dès les travaux de prospection géothermique d'EURAFREP, été interprétée comme une structure tectonique.

Cormy *et al.* (1970) pensent d'abord à un graben orienté NW-SE dont la limite nord est matérialisée par les sources thermales et par l'anomalie thermique révélée par les forages de gradient, anomalie disposée autour du couple de forages LA10 et LA11. Westercamp (1972), frappé par le resserrement de l'île, penche pour un graben de direction conjuguée NE-SW. Ce schéma est ultérieurement précisé avec des arguments d'ordre géophysique (aéromagnétisme, sismicité), et géologique (auréoles d'anchimétamorphisme) (Westercamp et Tazieff, 1980 ; Gérard *et al.*, 1981). Chovelon (1984a et b ; 1986) revient, quant à lui, à l'idée du graben NW-SE tout en envisageant un scénario plus complexe : trois structures emboîtées, successivement actives au cours du Pléistocène.

Ces différents travaux et opinions variées, alliés aux mesures de J.G. Chabellard *et al.* (1986) et aux derniers levés pour la carte géologique, soulignent la complexité et la pérennité du système tectonique transverse du Lamentin.

### **Failles NE-SW**

Ce sont elles qui limitent la partie présentement active du système. La plus septentrionale de ces failles peut être suivie depuis Schoelcher jusqu'à l'extrémité nord-orientale de la presqu'île de la

Caravelle. Le tronçon Schoelcher – Saint-Joseph, est bien marqué morphologiquement parlant, ainsi que celui passant à Gros-Morne et celui façonnant la côte septentrionale de la Caravelle.

Ces deux derniers tronçons sont caractérisés par un abaissement relatif des compartiments nord par rapport aux compartiments sud.

Ce type de rejet apparaît encore plus clairement sur la faille qui joint Fort-de-France aux contreforts du morne Pitault, puisqu'elle met en contact des formations miocènes (quartier TSF de Fort-de-France : am2b ; quartier La Californie : am2f) avec les tuffites pliocènes de Fort-de-France (1<sup>tf</sup>). Les campagnes de sondages électriques conduites par le Service géologique régional des Antilles pour la recherche d'eau souterraine dans les vallées des rivières Longvilliers (Nord du Lamentin) et Lézarde (hauteur de l'habitation Grande-Case), confirment le tracé de la faille et le sens du rejet. Côté oriental, la faille vient buter sur la bordure occidentale du morne Pitault, bordure qui se présente comme une faille de direction NNE-SSW. Le soulèvement relatif de la région du Lamentin et du morne Pitault par rapport au bloc Jacob – Carbet est surprenant compte tenu de la morphologie du centre de l'île et prouve déjà la complexité du système tectonique du Lamentin. Il est en revanche conforme au mécanisme du foyer d'un séisme local récent (R. Gaulon, comm. pers.).

Plus au Sud encore, on suspecte l'existence d'un accident majeur au pied de la côte nord-occidentale de la presqu'île des Trois-Ilets. Il passerait par le cône de basalte de l'îlet à Ramiers (dont le caractère magnésien est un bon indice de l'existence d'un accident transverse : cf. Maury et Westercamp, 1985 pour une discussion générale), entre le morne rouge, totalement hydrothermalisé, et le morne Cabrit, constitué de lave saine. Il viendrait buter, comme les failles précédemment décrites, sur la bordure occidentale du morne Pitault.

L'élément méridional du système de faille NE-SW est représenté par deux accidents qui coupent la presqu'île des Trois-Ilets en deux, des Anses-d'Arlets à la Poterie Industrielle. Ces failles, jalonnées de laves "tectoniquement caractéristiques", sont bien visibles sur les profils électriques réalisés dans le cadre des prospections d'eau souterraine du Service géologique régional des Antilles. Le rejet trouvé à la faille orientale est de 80 m avec abaissement du compartiment sud-est par rapport au compartiment nord-ouest.

L'accident ouest se prolonge de l'autre côté de la baie mais avec un rejet opposé puisque les reliefs volcaniques du quartier du Bac et

de l'habitation Bois-Police dominant la plaine du Lamentin. On peut estimer son rejet à plus de 140 m, profondeur du toit des premières coulées massives dans le forage LA9. En profondeur l'accident détermine la bordure escarpée méridionale de l'ancien estuaire de la Lézarde (résultat de profils électriques). C'est aussi lui qui limite l'extension vers le Sud des phénomènes hydrothermaux actuels (sources chaudes) et récents (travertins siliceux, et altérations argileuses et pyriteuses du substrat des alluvions : les forages de gradient LA4, LA5 et LA8, situés au Sud de la faille n'ont en effet pas recoupé de formations altérées). La faille vient également buter contre le morne Pitault.

### **Failles NW-SE**

Elles illustrent l'autre direction majeure du complexe tectonique du Lamentin. D'Est en Ouest on reconnaît :

- la faille qui limite la bordure sud-occidentale du morne Pitault. Seule la partie tout à fait septentrionale de cette faille majeure, active au Miocène et qu'on peut suivre jusqu'à Macabou, aurait rejoué récemment ;
- la faille du Petit-Bourg qui détermine la limite mangrove - reliefs volcaniques anciens (ραμζc) et le long de laquelle s'aligne, au Nord de la faille transverse des Trois-Ilets, les travertins siliceux de Château-Lézards et du morne Doré, les sources chaudes du Lamentin et les anomalies thermiques, en gaz, mercure et arsenic dans les sols, repérées lors des différentes prospections géothermiques ;
- les mini-graben de Rivière-Salée, qui abrite les formations ponceuses et massives acides (<sup>10</sup>αhb et <sup>10</sup>B) les plus récentes de la région (âge environ 0,63 Ma).

Dans le détail, Chovelon (1984b, 1986) reconnaît deux directions différentes, N110-130° et N140-150°, et constate :

- que la direction N120° est plus largement représentée que la direction N140-150° qui est quasiment limitée à une bande étroite allant du quartier L'Entraide (NNE de Fort-de-France) jusqu'au carrefour des Côteaux à Rivière-Salée en passant par le morne Rouge ;
- qu'à l'échelle de l'affleurement les fractures N120° sont mieux développées que les fractures N140-150° qui pourtant leur sont postérieures ;
- que les fractures N120° sont plutôt cimentées de silice alors que les autres sont préférentiellement injectées d'hydroxydes de fer, ou stériles.

Les plans de failles de ces deux directions sont normaux, généralement subverticaux, sauf dans la presqu'île des Trois-Ilets où les failles N120° montrent des plongements anormaux (65-70°) vers le Sud-Ouest probablement dûs à des réajustements récents selon la direction N-S.

### ***Failles N-S***

Il s'agit en fait de deux réseaux N20° et N170-180° exprimés en microtectonique sur l'ensemble du secteur et en macrotectonique au Nord du Lamentin (bordure nord-ouest du morne Pitault ; vallée de la Lézarde, vallées bordières du "horst" miocène du morne Doré), et au Sud de la Poterie Industrielle des Trois-Ilets. Ils sont l'expression d'un raccourcissement N-S qui, selon Chovelon (1984b, 1986), se traduit par un glissement le long des failles N20°, glissement qui permet l'ouverture des fractures N170-180° et leur remplissage ultérieur par des concrétions hydrothermales. Globalement, ces mouvements seraient précoces par rapport aux grandes distensions NW-SE et aux tronçonnements NE-SW.

### ***Failles E-W***

Un réseau de failles E-W affecte, d'après Chovelon (1984b), la partie la plus septentrionale de la presqu'île des Trois-Ilets, notamment au quartier Anse-à-l'Ane et à proximité du morne Habitué. Cette direction, qui est également celle des dykes miocènes à l'Est et au Nord-Est du quartier du Bac, ne serait que le vestige d'une tectonique ancienne pratiquement scellée ; elle n'est en effet quasiment pas exprimée à l'échelle de l'affleurement (microtectonique) au sein du complexe tectonique actif du Lamentin.

### ***Structuration***

Le résultat des forages de gradient réalisés par EURAFREP (Surcin, 1969) allié aux failles et au style tectonique qui viennent d'être décrits, permettent de préciser la structure superficielle de la région du Lamentin.

Il apparaît que seul le rectangle Fort-de-France, habitation Grande-Case (Nord-Est du Lamentin), habitation Rivière-Caleçon, pointe du Bout (Trois-Ilets), est aujourd'hui vraiment actif. Il n'en a pas été toujours ainsi, nous allons le voir ultérieurement.

Dans ce rectangle, on reconnaît deux mini-grabens orientés NW-SE. Le plus actif sur le plan hydrothermal est coïncé entre le morne Cabrit et le Lamentin. Le moins actif aujourd'hui, mais qui dans un passé récent (environ 200 000 ans, âge des travertins de Château-Lézards) a été le siège de phénomènes extrêmement spectaculaires, est situé très légèrement à l'Est du morne Rouge.

Ils sont limités et décalés l'un par rapport à l'autre par les grandes failles NE-SW qui limitent et passent au milieu du rectangle. Il s'agit en fin de compte de segments réactivés de failles NW-SE, fortement distendues par un jeu cisailant et normal (avec soulèvements relatifs côté sud) le long de la direction conjuguée transverse.

### Age

La première manifestation qui puisse être rapportée aujourd'hui au système transverse du Lamentin, est l'édification du volcan du morne Pitault. Cette édification intervient entre 14 et 11,5 Ma à la jonction entre le massif du Vauclin, contrôlé par une tectonique NW-SE, et le système volcanique méridien de la Trinité. La direction du système, si l'on se réfère aux dykes du morne Pitault et aux alentours de Croix-Rivail, devrait être E-W à ENE-WSW.

La grande tectonique NE-SW qui modèle la presqu'île de la Caravelle et les reliefs au Nord de la baie du Robert, se marque par des failles bien visibles dans la géologie et par des minéralisations hydrothermales de moyenne température (180°C à 300°C : associations à stilbite, laumontite-quartz, quartz et calcite de haute température) qui s'inscrivent dans des ellipses, parfois emboîtées, allongées suivant cette direction. A l'échelle de l'affleurement, la fracturation qui contient ces minéralisations est (1) plutôt N-S, NW-SE avant d'être ENE-WSW (fig. 13), et (2) évolutive dans le temps suggérant un rôle successif des fractures NW-SE, N-S, NE-SW et enfin ENE-WSW (Zorpi, à paraître).

Toute cette histoire tectono-hydrothermale prend place entre 14 Ma (début de l'édification du morne Pitault) et 10,5 Ma (phase de Rivière-Pilote dont les formations à l'Ouest du morne Pitault ne sont pas hydrothermalisées).

C'est également dans cette tranche de temps qu'il convient de situer le phénomène tectonique ou hypo-volcanique à l'origine des intenses anomalies gravimétrique et aéromagnétique positives plus ou moins centrées sur le morne Pitault (*cf.* cartouche relatif à la structure profonde de la Martinique). Ce phénomène correspond aussi à des terrains relativement rapides ( $V_p = 6,5 \text{ Km/s}$ ) situés à

seulement 2 km de profondeur. Il est probable, comme le suggèrent Feuillard *et al.* (1980), que l'on a là l'image d'une vaste structure hypo-volcanique basique.

Suite à ces événements, il semble bien que la partie orientale du complexe tectonique transverse du Lamentin, soit définitivement scellée et ne puisse plus agir que comme un môle rigide déviant vers le Nord les mouvements tectoniques, ou les bloquant. C'est ce qui semble se passer avec les failles NE-SW de la presqu'île des Trois-Ilets, dont l'activité remonte au Miocène supérieur. Elles contrôlent en effet :

- la mise en place des dacites à grenat de Gros-Ilet (6,5 Ma) ;
- les andésites à grenat de Galocha (âge inconnu, probablement vers 4 Ma) ;
- les andésites magnésiennes du morne La Plaine (âge vers 1 Ma) ;
- l'îlet à Ramiers (âge inconnu, peut-être vers 0,5 Ma) ;
- certaines anomalies actuelles en gaz, mercure et arsenic dans les sols.

En ce qui concerne les éléments structuraux NW-SE, on a noté également un déplacement ou une concentration de l'activité magmatique ou hydrothermale du Sud vers le Nord au sein du complexe tectonique, puisque les mini-grabens respectivement à l'Ouest du Lamentin et à l'Est du morne Rouge sont actifs alors que le mini-graben de Rivière-Salée a connu sa dernière phase d'activité magmatique – nous l'avons vu – vers 0,63 Ma.

### **Grandes failles NW-SE de la partie sud de l'île**

Dans le massif du Vauclin, elles sont soulignées par un réseau de dykes parfois très dense (*cf.* fig. 13b) et il est bien établi qu'elles contrôlent la mise en place de la moitié méridionale de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin – Pitault (Westercamp et Tazieff, 1980).

Les failles qui affectent l'arrière pays de Sainte-Luce sont également assez bien argumentée sur le plan géologique et photogéologique :

- altération fumerollienne pour la faille Saint-Esprit – morne Vent ;
- changement pétrographique brusque pour la faille orientale des quartiers Régale de Saint-Esprit et de Rivière-Pilote ;
- filon de calcédoine d'épaisseur pluridécimétrique pour la faille nord de la distillerie de Trois-Rivières ;

– alignement de monovolcans d'âge contemporain (?) et de pétrographie-minéralogie comparable, et traces d'activité hydrothermale (source chaude, silicification) pour l'axe tectonique, pointe Burgos – rocher du Diamant.

### **Faille NE-SW du Marin**

Elle limite la presqu'île de Sainte-Anne du corps principal de l'île. Vers le Sud-Ouest, elle est particulièrement bien exprimée morphologiquement puisqu'elle détermine la bordure occidentale de la baie du Marin. Au niveau de Grand-Fond du Marin, elle abaisse les calcaires du Miocène moyen m2b côté nord-ouest.

Par contre, c'est côté sud-ouest qu'elle abaisse les calcaires du Miocène inférieur de Macabou, par rapport aux affleurements du morne Carrière, d'environ 80 mètres. La faille se marque dans le substratum par la cristallisation de zéolites et une ondulation des figures de flux des laves massives. Cette faille pourrait être toujours active puisqu'une des principales microcrises sismiques locales de ces 15 dernières années a eu lieu au large du Vauclin, dans son prolongement (Dorel, 1978).

## **TECTONIQUE EN MARTINIQUE ET CONTEXTE GÉODYNAMIQUE**

### **Style tectonique de la Martinique : synthèse**

La Martinique apparaît divisée en quatre blocs limités par des failles complexes de direction NE-SW (Westercamp, 1972 ; Andreieff *et al.*, 1988a).

- Le bloc de Sainte-Anne, situé au Sud-Est de la faille du Marin, est affecté d'intrusions d'âge Miocène inférieur terminal (série de Sainte-Anne : âge 18,6 Ma), essentiellement orientées N100-110°, c'est-à-dire parallèlement au vecteur de convergence entre la croûte océanique atlantique et la plaque Caraïbe (*cf.* Bouysse et Westercamp, 1988). On relève la même disposition pour les terrains supposés d'âge identique de la Caravelle.
- Le bloc presqu'île des Trois-Ilets – Vauclin est constitué de formations plus jeunes que celles de Sainte-Anne, s'étageant du Miocène moyen (épisode François – Robert : âge 15,85 Ma) au Pléistocène

(ponces de Rivière-Salée : âge 0,63 Ma). La tectonique exprimée est principalement NW-SE avec les directions NE-SW, N-S et E-W nettement subordonnées.

- Le bloc Jacob – Carbet est assez peu différent du précédent si ce n'est que la direction N-S y est mieux exprimée, et que ses assises miocènes sont nettement moins étendues.

- Le bloc Pelée est jeune (âge < 1,5 Ma) et la tectonique régionale y est peu imprimée. On peut cependant supposer que le volcan actif martiniquais s'est s'édifié entre des failles NE-SW et dans le prolongement des failles NW-SE qui façonnent la dépression de Champ-Flore.

En conclusion et de façon simpliste et imagée, la Martinique se présente comme un "escalier" de quatre marches que l'on descend du Sud-Est vers le Nord-Ouest, et qui n'est pas orienté conformément aux contraintes qui résultent normalement de la direction de subduction WNW-ESE entre les lithophères atlantique et caraïbe.

Ce schéma macrotectonique complexe se retrouve dans les résultats des analyses microtectoniques réalisées dans l'île (Bonneton et Scheidegger, 1981a et b ; Chabellard *et al.*, 1986) : selon les stations la direction de contrainte principale  $\sigma_1$  est verticale, ou bien orientée WNW-ESE à NW-SE, NE-SW ou N-S.

### **Contexte géodynamique au Néogène**

Il ne peut être question, dans le cadre d'une notice de carte géologique, de présenter et de discuter en détail l'environnement structural et géodynamique de la Martinique. Sur ce sujet très vaste qui laisse encore largement place à la spéculation, nous renvoyons à Wadge (1986), et Bouysse et Westercamp (1988) pour un premier débat. Nous nous contenterons ici de quelques remarques.

- La tectonique de la Martinique montre une trop grande variabilité pour être expliquée de façon satisfaisante dans le cadre d'un phénomène de convergence de plaques selon la direction WNW-ESE, simple et homogène.

- Parmi les autres phénomènes d'intervention possible, les auteurs ont retenu :

- le rapprochement des deux blocs Amérique du Nord – Amérique du Sud à l'Oligo-Miocène ;
- le rejeu de failles liées à l'ouverture, au Paléocène, du bassin de Grenade (Bouysse, 1988). C'est aujourd'hui la meilleure explication de la tectonique transverse NE-SW ;
- l'influence des rides océaniques atlantiques de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie. Les effets de butée (prise de contact du front de la ride avec le rebord de la plaque Caraïbe) puis d'aspérité (frottement du toit de la ride sous la plaque chevauchante pendant la subduction), modifient le régime général des contraintes.

Le scénario qui aujourd'hui a notre préférence est le suivant :

- jusqu'aux environs de 15 Ma, la contrainte maximale est WNW-ESE parallèle au vecteur de convergence entre l'Atlantique et la plaque Caraïbe ;
- vers 15 Ma le régime change et le volcanisme passe sous le contrôle d'une tectonique distensive NW-SE très active : le front de la ride de Sainte-Lucie vient de buter contre le rebord de la plaque Caraïbe, modifiant la distribution des contraintes ;
- vers 7 Ma, le front de la ride arrive à l'aplomb de l'arc inhibant la production magmatique (Bouysse et Westercamp, 1988). Le soulèvement du substratum de la Martinique, plus marqué vers le Sud car la projection de l'axe de la ride en surface passe entre la Martinique et Sainte-Lucie, est contrôlé par le rejeu de vieilles failles NE-SW ;
- lorsque l'effet d'aspérité de la ride de Sainte-Lucie diminue ou/et lorsque celui de la ride de Tiburon, plus au Nord, augmente, le régime tectonique reprend un cours normal et la contrainte maximale se réoriente à l'WNW-ESE. Néanmoins les failles NW-SE, NE-SW (et N-S) préexistantes continuent de rejouer préférentiellement.

La répartition des témoins du Pléistocène marin (p-IV) pourrait plaider en faveur de l'hypothèse d'une subsidence de la partie nord de la Martinique, par surcharge volcano-isostatique, comme cela a été suggéré pour la Basse-Terre de Guadeloupe (Battistini *et al.*, 1986). Le Pléistocène marin est absent, en position émergée tout au moins, du littoral bordant le morne Jacob, la montagne Pelée, et les Carbets. Sa conservation dans la presqu'île de Sainte-Anne pourrait alors s'expliquer par le fait qu'il s'agit de la partie de l'île la plus éloignée des grandes constructions du volcanisme plio-quatenaire. La présence d'un Pléistocène marin (calcaires de la rivière Céron, probablement vieux de quelque 500 000 ans) sur le flanc ouest du mont Conil, semble aller à l'encontre de cette hypothèse, mais pourrait

s'expliquer aussi par la surrection locale, mais encore hypothétique, d'un bloc faillé.

Un autre hypothèse pourrait néanmoins rendre compte de cette disposition particulière à l'échelle de la Martinique : l'interaction de la ride de Sainte-Lucie, en cours de subduction sous la partie méridionale de l'île, comme on vient de le voir plus haut.

## GÉOLOGIE SOUS-MARINE, STRUCTURE, GÉODYNAMIQUE

### *MORPHOLOGIE SOUS-MARINE* (voir cartouche)

La Martinique est séparée de Sainte-Lucie par des fonds d'un peu plus de 800 m, mais c'est le *canal de la Dominique* qui marque une rupture majeure dans la morphologie d'ensemble de l'arc des Petites Antilles (Bouysse, 1979). L'échancrure la plus importante de ce seuil complexe (passage Oukalé) qui culmine à près de  $-1\ 200$  m, fait communiquer les eaux moyennement profondes de l'Atlantique avec celles du bassin Caraïbe.

Le *plateau insulaire* de la Martinique est relativement important avec ses quelque  $1\ 200\text{ km}^2$  de superficie. Il est surtout caractérisé par une très grande dissymétrie Est-Ouest, recouvrant une opposition arc ancien/arc récent. En effet, il est quasi inexistant à l'Ouest, le long de la côte caraïbe surplombée par les volcans néogènes, à l'exception de l'échancrure relativement vaste de la baie de Fort-de-France dont les fonds ne dépassent pas la quarantaine de mètres. Les pentes caraïbes (Bouysse *et al.*, 1985 et 1988) sont donc abruptes (devant Saint-Pierre, les fonds de 500 m ne se trouvent qu'à un peu plus de 1 km de rivage) et présentent une morphologie relativement uniforme (sans canyons sous-marins) qui se raccorde à la frange orientale du bassin de Grenade (profondeur maximale :  $-3\ 000$  m). A l'Est et au Sud-Est, les côtes qui bordent l'arc ancien sont fortement découpées en anses et presqu'îles dont la plus importante est celle de la Caravelle qui s'avance de plus de 10 km en direction de l'Atlantique. Au large de la Trinité, le plateau insulaire atteint son extension maximale, le rebord insulaire, situé vers  $-100$  m, n'apparaissant qu'à 25 km de distance. Au-delà, les pentes qui font face à l'Atlantique, parcourues par des canyons et beaucoup moins déclives qu'à l'Ouest, se fondent progressivement, vers l'Est, dans le complexe

morphologique du prisme d'accrétion sédimentaire de la Barbade, créé par "épluchage" partiel, sous l'effet de la subduction, des sédiments recouvrant le plancher océanique atlantique, puis par leur entassement contre la ride des Petites Antilles.

Au Nord, le plateau insulaire martiniquais est séparé du *banc Amérique* (190 km<sup>2</sup>) par l'étroit et peu profond *passage de la Caravelle* (-260 m). Ce dernier haut-fond est relayé, plus au Nord, au-delà du *passage Kalinina* (-800 à -900 m), par le *banc Dien Bien Phu* (140 km<sup>2</sup>). Les deux bancs, bien connus des pêcheurs martiniquais, culminent vers -70-80 m. Il s'agit de structures initialement volcaniques, entièrement masquées (ou presque) par des sédiments néogènes et couronnées par une dalle de calcaires subrécifaux (Bouysse et Guennoc, 1983). Elles constituent le début du chapelet de bancs et d'îles (Antilles calcaires) qui jalonnent, vers le Nord jusqu'à Anguilla, l'arc externe.

Les dragages de roches effectués au Nord et à l'Est de la Martinique (campagne Arcante 1, cf. Andreieff *et al.*, 1979) montrent que l'entablement du plateau insulaire et des deux hauts-fonds est formé de calcaires subrécifaux plio-pléistocènes que l'on retrouve en place (prélèvements 1D, 3V, 9D, 11D) ou éboulé le long des pentes (7D, 95D, 96D) parfois sur une longue distance. A l'Est de la presqu'île de la Caravelle, on a dragué, entre -1 800 et -1 400 m (10D) des marnes pélagiques du Pliocène inférieur et du Pléistocène inférieur. Les versants orientaux de cette région de l'arc des Petites Antilles étant relativement peu pentés et assez fortement sédimentés par des dépôts pélagiques ou héli-pélagiques récents, il y a peu de chance de retrouver, par dragage, des formations plus anciennes du substratum.

Les reconnaissances géologiques effectuées devant les côtes caraïbes de la Martinique (Bouysse *et al.*, 1983, 1985, 1988) confirment l'assez grande uniformité morphologique des pentes sous l'effet des dépôts et coulées pyroclastiques provenant de l'activité de l'arc récent. Une exception notable est toutefois constituée par le *volcan sous-marin de Schoelcher* qui se dresse vers le Nord de l'entrée de la baie de Fort-de-France, à 5 km dans le SSW de l'agglomération éponyme. Cet appareil qui culmine vers -500 m et rehausse la pente régionale d'environ 500 m, est contrôlé par des accidents NW-SE et NE-SW. Il est couvert de laves en coussins très hydrothermalisées, encroûtées d'oxydes de Mn et de Fe-Mn. Il s'est probablement mis en

place avant 4 Ma, âge des tuffites sous-marines qui semblent lui être postérieures. Le trait tectonique principal repéré jusqu'à ce jour sur ces versants caraïbes, est représenté par le prolongement en mer de la faille de Saint-Pierre, matérialisé, sur plus de 12 km, par un escarpement à regard tourné vers le NNW, et dont l'amplitude s'estompe graduellement pour disparaître dans le bassin de Grenade, vers - 2 200 m.

### *SÉDIMENTATION ET FORMES SOUS-MARINES RÉCENTES*

**Plateau insulaire** (Pons *et al.*, 1978 ; Froidefond *et al.*, 1985 ; Pujos *et al.*, 1985 ; Pons, 1987).

● Les *sédiments* qui nappent la plate-forme insulaire appartiennent à deux types de matériaux de base : les sables bioclastiques et les dépôts volcanogéniques.

Les faciès bioclastiques sont localisés au Sud et à l'Est. De la presqu'île des Trois-Ilets jusqu'à celle de la Caravelle, ils représentent la plus grande partie des fonds meubles et proviennent du démantèlement des récifs coralliens et biohermes algaires ; s'y mêlent aussi des foraminifères benthiques en abondance, des débris de mollusques, de bryozoaires, des spicules d'éponges, etc.

De Fort-de-France à Macouba, l'étroite bordure insulaire dominée par les pitons du Carbet et de la montagne Pelée, est occupée par des faciès volcanogéniques : épicastiques (c'est-à-dire issus de l'érosion des formations volcaniques) et pyroclastiques (c'est-à-dire arrivant par coulées cendreuses et/ou ponceuses, ou par voie aérienne, lors des éruptions de type explosif).

Entre Macouba et la presqu'île de la Caravelle, la frange côtière continue à être occupée par des sables volcanoclastiques, mais une deuxième zone, au-delà du rebord insulaire, montre des sables volcaniques fins se mêlant à la phase biogénique ; ceux-ci se sont probablement mis en place par voie aérienne, portés par les contre-alizés. Dans l'espace intermédiaire, la plate-forme est d'abord occupée, entre Macouba et Marigot, par une phase biogénique contaminée par une phase argileuse ; puis à l'Est de Marigot et jusqu'à la Caravelle, par des sables organogéniques de même nature que ceux que l'on rencontre plus au Sud et auxquels ils passent en continuité.

Enfin, la baie de Fort-de-France, ainsi que le fond des anses de la côte est (Galion, Robert, François), sont le siège d'une sédimentation fine qui favorise le développement des mangroves en bordure du rivage.

En résumé, si la marge Caraïbe est essentiellement caractérisée par des apports volcanodétritiques, en transit vers les grands fonds du bassins de Grenade, le plateau oriental n'est que très faiblement alimenté en produits détritiques et donne lieu à une sédimentogénèse autochtone, actuelle ou fossile.

● Trois *terrasses* principales ont été reconnues sur la plate-forme méridionale et orientale :

- terrasse I, entre - 2 et - 10 m,
- terrasse II, entre - 30 et - 40 m,
- terrasse III, entre - 60 et - 70 m.

Chacune de ces terrasses est limitée vers le large par un abrupt d'une dizaine de mètres de dénivelée. Sur le plateau oriental seulement, et au-delà de la terrasse III, deux ressauts supplémentaires ont été notés, précédant le talus insulaire.

Ces terrasses sont interprétées comme des platiers récifaux, accompagnant un stationnement prolongé du niveau marin, lors de la phase plus générale de remontée eustatique de l'Holocène. La terrasse I correspond au niveau marin actuel. Les récifs vivants de la Martinique sont surtout développés à l'Est, face aux fortes houles engendrées par les alizés. Du Vauclin à la Caravelle, il existe en réalité un double rangée récifale active (Adey et Burke, 1976 ; Adey *et al.*, 1977) : une zone de récifs frangeant la côte et un récif-barrière, beaucoup plus continu, long de quelque 25 km et distant de 2 à 5 km du précédent. Un autre récif-barrière, bien plus court, existe plus au Nord, depuis la pointe de la Caravelle jusqu'à Sainte-Marie.

Séparée de la côte par un lagon profond de 10 à 30 m, cette barrière est morcelée par des passes dont les plus profondes sont d'anciens passages hydrographiques. Des éléments de récifs frangeants s'appuient à la côte du côté interne du lagon. Il existe aussi un récif frangeant du côté au vent de la presqu'île de Sainte-Anne, et entre Sainte-Anne et le Diamant. Dans les baies abritées de Fort-de-France et du Cul-de-Sac du Marin, du côté sous le vent, une vie corallienne jadis plus active a construit de nombreux petits récifs

ramifiés et des pâtés coralliens, aujourd'hui largement nécrosés et soumis à l'envasement (Battistini, 1978).

Ce système récifal holocène martiniquais serait l'un des plus massifs et des plus étendus de l'Est-Caraïbe, et l'un des plus productifs de toute la Caraïbe (Adey *et al.*, 1977). Des forages semblent démontrer que ces récifs actuels ont été initiés par des rides de sables bioclastique et de blocaille corallienne sur lesquelles se sont installées des colonies de madrépores (*Acropora palmata*, *Porites*...). Au sommet de ces récifs se développent depuis 2 000 ans pour le système externe et depuis 600 ans pour le système interne, des pavements d'algues corallinacées sur lesquels prospèrent d'abondantes populations d'algues non-encroûtantes (du genre *Sargassum* et *Gracilaria*).

L'examen de la disposition de ces trois systèmes de terrasses montre que la plate-forme sud et est- martiniquaise n'a pas subi de mouvements tectoniques notables depuis la fin de la transgression holocène, à l'exception peut-être d'un secteur très localisé, entre la pointe Baham et le cap Ferré où l'on note des décrochements NW-SE dans la morphologie sous-marine, ainsi que l'absence de la terrasse II, et où l'existence de la terrasse III est incertaine (Froidefond *et al.*, 1985).

**Pentes et grands fonds** (Sigurdsson *et al.*, 1979 ; Pautrizel et Pons, 1981 ; Sigurdsson et Carey, 1981)

Des pentes insulaires de la Martinique, seule la partie amont du canyon du Robert a été étudiée en détail (nombreux prélèvements ; Pons, 1987), à l'Est de la plate-forme martiniquaise. La plus grande partie de sa superficie reconnue est recouverte par des sédiments à fraction sableuse dominante et à gradient volcanoclastique croissant vers les grandes profondeurs. La rareté de la phase argileuse dans les faciès actuels, confirme l'absence de transfert des altérites subaériennes martiniquaises en domaine atlantique.

La sédimentologie des grands fonds qui encadrent l'arc des Petites Antilles est commandée par le régime particulier des vents et des courants, et par le style du volcanisme, à prédominance explosive, et la localisation des principaux centres éruptifs (de Saint-Vincent à la Basse-Terre de Guadeloupe) sur le flanc caraïbe de l'arc.

Depuis le niveau de la mer jusqu'à environ 5 km, le régime permanent des vents est celui des alizés soufflant du Nord-Est (jusqu'à 10 m/s). Entre 5 et 20 km d'altitude, ce sont les contre-alizés soufflant de l'Ouest (jusqu'à 20 m/s) qui s'établissent pendant la plus grande partie de l'année.

De juillet à septembre seulement, ces derniers sont remplacés par des vents soufflant du Nord-Est et de plus faible vitesse (*cf.* Westercamp, 1983). Il en résulte que le produit des éruptions explosives expulsé dans la troposphère sera transporté de manière très préférentielle par voie aérienne en direction de l'Atlantique et se déposera sous la forme de lits cendreaux. Toutefois, si les courants de fonds dans le proche Atlantique ont des vitesses négligeables qui n'affectent pas la sédimentation (2-3 cm/s), en surface, la branche nord du puissant courant sud-équatorial (vitesse de l'ordre de 30 cm/s, pouvant atteindre jusqu'à 150 cm/s dans certains passages inter-insulaires) porte à l'Ouest, en direction du bassin de Grenade, vers lequel une partie de ces apports cendreaux sera détournée. En revanche, les coulées pyroclastiques primaires ou secondaires et les produits de l'érosion sub-aériennes des édifices volcaniques seront dirigés directement, ou bien remobilisés sur les pentes sous-marines grâce aux courants de turbidité (souvent induits par les séismes ou les cyclones), vers le bassin de Grenade.

Il en découle que les produits du volcanisme antillais, dont 80 % finissent par s'accumuler dans les fonds marins, ont une distribution très asymétrique, avec 70 % de ce volume déposés dans le bassin de Grenade. Les sédiments volcanogéniques carottés dans le bassin de Grenade constituent 34 % du volume total des sédiments carottés dans ce même bassin, contre 4 % seulement dans l'Atlantique, où il ne s'agit pratiquement que de cendres, en lits ou dispersées dans le sédiment.

Les coulées pyroclastiques sous-marines peuvent être très importantes comme celle de Roseau (Dominique) qui, il y a 30 000 ans, s'est propagée sur une bonne partie du bassin de Grenade (couvrant quelque 14 000 km<sup>2</sup>) jusqu'à la hauteur des Grenadines, à 300 km de distance, et passant à une cinquantaine de km à l'Ouest de la Martinique.

Deux carottages sédimentologiques ont été effectués vers le bas de la pente insulaire caraïbe de la Martinique, à l'Ouest de la presqu'île des Trois-Ilets (C 7603, - 1780 m, 315 cm,  $\varphi = 14^{\circ}30'4''$  N, G =  $61^{\circ}09'6''$  W ; C 7604, - 2780 m, 370 cm,  $\varphi = 14^{\circ}26'8''$  N,

G = 61°16'5" W ; Pons, 1987). Dans la première carotte, la plus proche de l'île, l'unité inférieure (160 m), d'âge pléistocène, est caractérisée par des dépôts sablo-silteux de nature volcanique et bioclastique, organisés en une succession de lits qui témoignent d'une mise en place par des courants de turbidité alimentés par des produits volcaniques assez bien classés. L'unité supérieure, holocène, résulte d'une sédimentation plus fine, correspondant à une décantation en milieu calme.

La deuxième carotte, à une trentaine de km de la côte et au pied de la pente insulaire, ne montre pas un tel contraste entre le Pléistocène et l'Holocène. Elle est constituée de sédiments relativement fins, à fraction silteuse prédominante, avec de nombreuses intercalations de cendres et sables volcaniques interrompant cette sédimentation à caractère relativement hémipélagique, surtout dans sa partie inférieure de cette carotte.

## GÉODYNAMIQUE ET STRUCTURE

### Géodynamique

L'arc des Petites Antilles résulte de la subduction des fonds océaniques atlantiques sous la plaque Caraïbe. L'âge de la croûte atlantique passant sous l'arc lui-même est élevé, plus de 100 Ma, car elle a été datée du Campanien supérieur, quelque 300 km plus à l'Est devant le front de déformation du prisme de la Barbade (forage ODP 543, leg 78A). Le taux de convergence de cette marge active est faible, de l'ordre de 2 cm/an et le vecteur de subduction est orienté NNW (azimut autour de 285°). Le contact, en surface, entre les deux plaques est soulignée par une grande anomalie négative de gravité, typique des fosses de subduction ; mais face à la Martinique, la fosse a été comblée par l'énorme influx sédimentaire, en provenance de l'Orénoque et de l'Amazone, qui contribue à l'édification du prisme de la Barbade (plus au Nord, les apports sédimentaires décroissent progressivement, et laissent apparaître la fosse de Porto-Rico). La distance entre cet axe anomalique et la ligne volcanique actuelle est à peu près constant tout le long de l'arc, et d'environ 170 km.

Le plan de subduction ne dépasse pas la profondeur de 210 km, ce qui est faible pour un arc insulaire, et doit être lié au taux de convergence réduit entre les deux plaques. Il n'a pas pu être établi laquelle des deux plaques, "Amérique du Nord" ou "Amérique du

Sud" était subductée. Il est probable que la portion de croûte atlantique affrontée à la plaque Caraïbe, correspond à une zone de transition, où le découplage entre les deux plaques "Amériques" est faible et diffus. Sous la ligne volcanique actuelle et récente de la Martinique (et de la Dominique), la profondeur du plan de Wadati-Benioff est de 180-200 km, et l'inclinaison du panneau subducté de 50°-60° (Wadge et Shepherd, 1984).

Récemment a été émise l'hypothèse (Bouysse et Westercamp, 1988) selon laquelle la ride de Sainte-Lucie (morphostructure des fonds atlantiques entièrement enfouie sous les sédiments et décelable seulement par sismique réflexion) serait en voie de subduction sous le Sud de la Martinique et le Nord de Sainte-Lucie depuis environ 15 Ma. Il en résulterait toute une série d'effets sur la nature et la distribution spatio-temporelle du volcanisme, et sur les contraintes tectoniques que nous avons évoquées précédemment.

A l'Est de la Martinique, le substratum du bassin de Grenade est enfoui sous quelque 3 000 m de sédiments (Speed, Westbrook *et al.*, 1984) et il est probable qu'il représente le secteur le plus septentrional de la partie du bassin qui a subi une océanisation (fig. 15). En effet, on pense que ce dernier s'est ouvert à partir du Sud en bassin arrière-arc d'accrétion océanique, au cours du Paléocène ; le proto-arc mésozoïque est-Caraïbe se scindant longitudinalement en deux unités : la ride d'Aves (arc rémanent, à l'Ouest) et la ride des Petites Antilles (Bouysse, 1988). Cette distension semble avoir induit des accidents décrochants perpendiculaires à l'axe du bassin, et donc à l'arc insulaire ; ces accidents anciens ont pu servir de zone de moindre résistance et rejouer dans un contexte géodynamique différent, lors de l'histoire ultérieure des Petites Antilles.

### Structure crustale

Les caractéristiques de la croûte (Boynton *et al.*, 1979) indiquent que l'arc des Petites Antilles a atteint un stade élevé de maturité, en accord avec son origine mésozoïque. Son épaisseur est importante et dépasse la trentaine de kilomètres sous la Martinique. Au-dessous d'une couche supérieure très hétérogène et de quelques kilomètres d'épaisseur, de vitesse sismique moyenne de 3 km/s (mais pouvant atteindre jusqu'à 5 km/s) et correspondant à des laves et des dépôts pyroclastiques, on trouve deux couches crustales. La couche supérieure a une vitesse moyenne de 6,2 km/s et est constituée de roches

plutoniques ; son épaisseur est variable mais atteint une vingtaine de kilomètres sous le Nord de la Martinique. La vitesse élevée de cette couche témoigne d'une profonde transformation de la croûte par de nombreux cycles d'injection magmatique. La couche inférieure, de vitesse de l'ordre de 6,9 km/s, recouvre le Moho ( $v = 8,0$  km/s). Elle est formée de roches basiques et correspond peut-être à l'ancienne croûte océanique caraïbe sur laquelle l'arc insulaire s'est édifié.

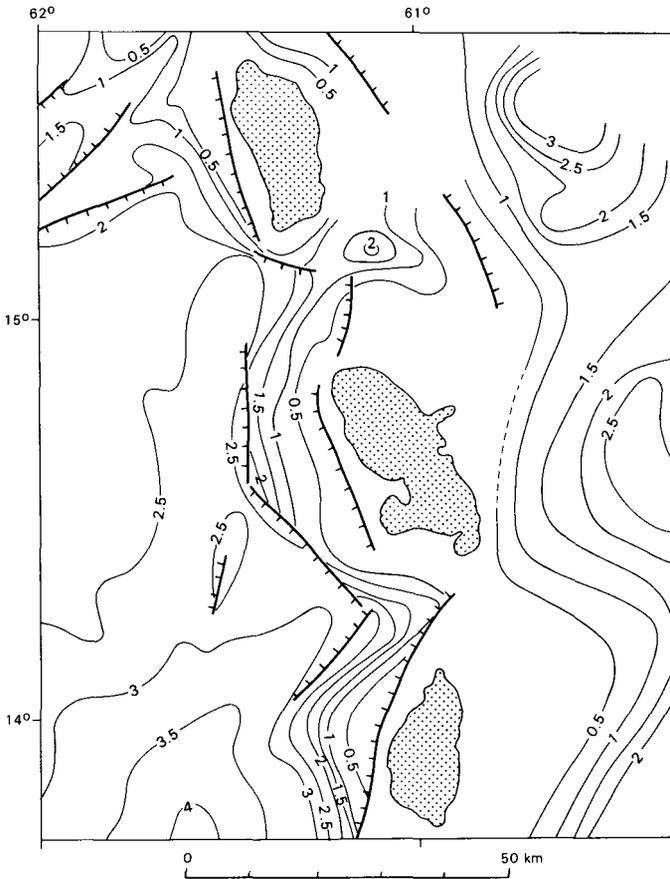
## Sismicité

Du point de vue de la sismicité (Dorel, 1981 ; Stein *et al.*, 1982 ; Sykes *et al.*, 1982 ; Girard et Gaulon, 1983 ; Wadge et Shepherd, 1984), la Martinique se rattache à la partie nord de l'arc insulaire où l'activité – contrairement à la partie sud – est relativement importante en raison de l'interaction de rides de croûte océanique (rides de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie) avec les processus de subduction (Bouysse et Westercamp, 1988). Sous la Martinique, si l'on fait abstraction des séismes peu profonds ( $< 30$  km), la plupart des hypocentres sont situés à une profondeur supérieure de 100 km, c'est-à-dire qu'ils sont liés à la progression du panneau de croûte subductée sous le coin asthénosphérique. Une étude de la microsismicité des Antilles centrales pendant les années 1979 et 1980 (Girardin et Gaulon, 1983), montre que la majorité des événements étaient peu profonds ( $< 35$  km, c'est-à-dire situés dans la croûte de l'arc) et de magnitude relativement faible ( $< 3.5$ ). Cette étude a pu mettre en évidence, en Martinique, une concentration particulière de séismes le long d'une zone passant par la Caravelle et le Lamentin, coïncidant avec l'accident transverse majeur qui affecte la Martinique.

Depuis la mise en place d'un réseau d'observation instrumental (1950), on n'a pas noté d'épicentres, en Martinique proprement dite, de magnitude supérieure à 5. Les séismes de magnitude supérieure à 6 et les plus proches de l'île sont les suivants :

- Sud de la Dominique ( $15^{\circ}$ , 2N et  $61^{\circ}$ , 3W ;  $M = 6,2$ ), du 08.01.1959 ;
- en mer à 9 km au Nord de Marigot ( $14^{\circ}$ , 9N et  $61^{\circ}$ , 2W) du 23.12.1951 ;
- en mer au large de Castries (Sainte-Lucie) :
  - ( $14^{\circ}$ , 1N et  $61^{\circ}$  2W ;  $M = 6,8$ ), du 19.02.1953,
  - ( $14^{\circ}$ , 1N et  $61^{\circ}$ , 4W), du 13.02.1966.

## Gravimétrie



**Fig. 15 - Epaisseur de recouvrement jusqu'au socle acoustique**  
(en secondes temps-double) **et principaux accidents**  
d'après Westbrook *in* Speed, Westbrook *et al.*, (1984)  
Isopaques tous les 0.5 s

D'une manière générale, la ride d'arc des Petites Antilles est marquée par un axe positif d'anomalies d'air libre (+50 à 250 mgal ; >100 mgal en Martinique) qui tranche par rapport aux bassins environnants (Bowin, 1976). D'après Bowin (1980), la Martinique, tout comme la plus grande partie de l'arc – sauf au Sud – présente des anomalies isostatiques positives (excès de masse, c'est-à-dire sous-

compensation) mises en évidence en comparant les anomalies d'air libre avec les anomalies résiduelles du géoïde.

En Martinique, les levés gravimétriques sont hétérogènes et encore incomplets, notamment dans le secteur de la montagne Pelée (cf. Overseas Geological Survey's gravity and magnetic survey of the Lesser Antilles, 1963 ; Puvilland, 1982). Si l'on homogénéise les données de l'Overseas Survey avec celles mieux étalonnées et mieux corrigées de P. Puvilland (cf. cartouche), on note trois secteurs où les anomalies positives de Bouguer sont les plus fortes : un couloir centré sur le morne Jacob (64 mgal) et s'étendant vers le Nord jusqu'à Ajoupa-Bouillon et au-delà ; une zone (encore mal cartographiée) centrée sur le cap Ferré (autour de 70 mgal), dans le NNE de la presqu'île de Sainte-Anne ; enfin, la vaste zone anormale du Robert (maximum à 80 mgal), allongée suivant un axe NNE depuis le Lamentin jusqu'à la presqu'île de la Caravelle. On remarque que les deux derniers secteurs sont situés sur les affleurements de l'arc ancien ou à proximité. La côte caraïbe, de Fort-de-France à Saint-Pierre, est caractérisée par des anomalies de Bouguer plus basses, avec un minimum de 25 mgal entre Case-Pilote et Bellefontaine. D'autres valeurs basses ont été reconnues, près de la côte : au Nord, entre Marigot et le Lorrain (44 mgal), et au Sud, entre Sainte-Luce et le Diamant (50 mgal).

## Magnétisme

La Martinique bénéficie d'une couverture complète de levés aéromagnétiques (Feuillard *et al.*, 1980 ; Gérard *et al.*, 1981) et d'un certain nombre de profils levés en mer, au large de la côte caraïbe (Bouysse *et al.*, 1983 et 1988). Sur la carte des anomalies du champ total réduit au pôle (cf. cartouche), les fortes anomalies positives coïncident avec les principaux édifices de l'arc récent :

- pour le Quaternaire : montagne Pelée, la plus forte (+ 400 nT) et l'une des plus vastes, avec son extension en mer ; pitons du Carbet (+ 300 nT) ; morne Bigot, dans la péninsule des Trois-Ilets (+ 200 nT) ;
- pour le Pliocène : morne Jacob (+ 200 nT) ;
- pour le Miocène : morne Pitault (+ 350 nT) ; on notera une assez bonne coïncidence de cette anomalie avec l'anomalie gravimétrique du Robert.

Un chapelet de petites anomalies négatives (jusqu'à - 150 nT) ou très faiblement positives prolonge vers le SSE l'anomalie du morne

Jacob jusqu'à Schoelcher. Les autres anomalies négatives de quelque importance sont celles de Rivière-Salée, dans le Sud-Est de la baie de Fort-de-France (- 250 nT) et dans la région du Vauclin (- 150 nT).

L'arc ancien (presqu'îles de la Caravelle et de Sainte-Anne) ne se traduit pas, sur la carte des anomalies du champ magnétique réduit au pôle, par des anomalies bien individualisées. Cette faible aimantation est probablement la conséquence d'une forte altération hydrothermale des roches volcaniques et, dans une moindre mesure, de l'effet d'écran induit par les formations sédimentaires intercalées.

C'est également une intense action hydrothermale qui est sans doute responsable de l'absence de signature magnétique du volcan sous-marin pliocène de Schoelcher.

La disposition des anomalies magnétiques de la Martinique suggère une structuration profonde orientée, en gros, NE-SW. Cette direction est celle, on l'a vu, des principaux accidents qui recoupent l'île, en particulier la faille de Saint-Pierre - Morne-Rouge, et le système complexe du Lamentin.

## HYDROGÉOLOGIE

Les eaux superficielles constituent depuis toujours l'essentiel de la ressource en eau exploitable pour l'alimentation en eau potable. Actuellement, en effet, seulement 10 000 m<sup>3</sup>/j (tableau 3) sur les 110 000 m<sup>3</sup>/j consommés, proviennent des captages de sources et de forages. La recherche d'eau souterraine n'a réellement été entreprise de façon rationnelle que depuis une vingtaine d'années (*cf.* Cottez, 1977 ; Paulin, 1987) et cela explique que la connaissance que l'on a de l'hydrogéologie de l'île soit encore fragmentaire. L'ensemble des forages de recherche exécutés depuis 1972 représente cependant près de 35 000 m<sup>3</sup>/j en débit exploitable (tableau 4).

	Commune	Etiage m <sup>3</sup> /jour
<b>Pompages</b>		
Forage "Pécol"	Saint-Pierre	1450
Forage "Grande-Savane"	Ajoupa-Bouillon	320
Forage "Morne-Balai"	Basse-Pointe	320
<b>Sources</b>		
"Morestin"	Saint-Pierre	5 200
"Yang-Ting"	Fonds-Saint-Denis	500
"Montjoly"	Morne-Vert	35
"Morne Essente"	Morne-Rouge	100
"Saint-Joseph"	Morne-Rouge	?
"Piton-Gelé"	Morne-Rouge	430
"Montagne"	Morne-Rouge	370
"Fonds-Dessources"	Ajoupa-Bouillon	115
"Socco"	Basse-Pointe	300
"Hauteurs-Bourdon"	Basse-Pointe	85
"Adrienne"	Basse-Pointe	115
"Cadette"	Macouba	85
"Maître-Jean"	Macouba	200
"Max-Cécile"	Ajoupa-Bouillon	25

**TABLEAU 3 - BILAN DE L'ALIMENTATION DE LA MARTINIQUE EN EAU POTABLE, A PARTIR D'EAUX SOUTERRAINES (au 01.01.1987)**

A cette date, l'exploitation des eaux souterraines pour l'alimentation en eau potable représentait environ 10 000 m<sup>3</sup>/j, soit moins de 10 % des besoins de l'île. On voit d'après le bilan des recherches présentées en tableau 4, que les eaux souterraines constituent un potentiel largement sous-exploité

	Localité	Débit (m <sup>3</sup> /j)	Lithologie
<b>Gros diamètre</b>			
Forage F.1	Place d'Armes	800	Andésite
Forage La R.1	Plaine du Lamentin	800	Brèche andés.
Forage LaR.2	Plaine du Lamentin	300	id.
Forage LaF.1	Plaine du Lamentin	2 000	Andésite
Forage LaF.1	Plaine du Lamentin	1 800	id.
Forage Baccardi	Zone indust. Acajou	50	Brèche andés.
Forage Rivière-Capot	Basse-Pointe	240	Alluvions
Forage Rivière-Blanche	Prise d'eau SICS	1 200	Andésite
Forage CNF.1	Case-Navire	800	} Alluvions et brèche
Forage CNF.2	Case-Navire	300	
Forage Roches-Gales	Prise d'eau Fort-de-France	200	Andésite
Forage BLF.1	Habitation Jonction	2 200	id.
Forage BLF.2	Habitation Jonction	300	Dyke andés.
Forage SOCOMOR	Morne-Rouge	720	Ponces
Forage quartier Galère	Saint-Pierre	1 920	id.
Forage Canonville	Saint-Pierre	1 100	id.
<b>Diamètre moyen</b>			
3 forages distillerie La Mauny	Rivière-Pilote	240	Brèche volc.-sédim.
Forage hon. Caritan	Sainte-Anne	30	Calcaire
Forage Puyferrat	Vauclin	50	id.
Forage Littée	Vert-Pré	360	Andésite
Forage Robert	Robert	50	id.
Forage Galion	Robert	45	id.
2 forages hon. Dizac	Diamant	900	Brèche ponceuse
Forage Croix-Rivail	Ducos	800	Brèche andés.
Forage Ajoupa-Bouillon	Ajoupa-Bouillon	480	} Ponces et nuées ardentes
Forage quartier Demare	Basse-Pointe	500	
Forage quartier Galère	Saint-Pierre	450	Ponces

**TABLEAU 4 - BILAN DES RECHERCHES RÉALISÉES PAR LE BRGM (au 01.01.1987)**

Cette liste est celles des forages productifs réalisés par le BRGM en Martinique, depuis 1970, pour le compte de la Direction départementale de l'Agriculture, de la ville de Fort-de-France, et d'exploitants privés. La production globale de ces forages représente actuellement plus de 18 600 m<sup>3</sup>/j, soit près de 17 % des besoins en eau de la Martinique. Si on ajoute la production prévue à partir des eaux du Lamentin (21 000 m<sup>3</sup>/j), la production d'eau souterraine s'élèverait à 33 900 m<sup>3</sup>/j, soit un peu plus de 30 % des besoins à ce jour.

## *FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET VOLCANO-SÉDIMENTAIRES*

### **Calcaires**

Les principales formations calcaires affleurent dans le Sud-Est de l'île et sont d'âge miocène ; elles sont contemporaines de l'édification de la chaîne volcanique du Vauclin – Pitault. Ces calcaires sont aquifères leurs ressources sont modestes.

### **Tuffites**

D'âge miocène également, pour l'essentiel, ces formations sont dans l'ensemble, peu perméables bien que présentant une bonne porosité. Lorsqu'elles sont recoupées par des dykes, ceux-ci jouent un rôle de drain assurant une bonne productivité aux forages qui les traversent.

### **Brèches, conglomérats**

Qu'elles appartiennent à des systèmes volcaniques récents ou anciens, ces formations peuvent être considérées, d'un point de vue hydrogéologique, comme imperméables lorsqu'elles ont subi une altération météorique importante qui a entraîné leur argilisation. Indurées et fracturées, elles peuvent, en revanche, s'avérer aquifères en profondeur, notamment celles qui appartiennent aux édifices volcaniques complexes plio-pleistocènes de la région sud-occidentale.

### **Alluvions**

Les alluvions actuelles sont, de façon générale, grossières, perméables, mais d'épaisseur insuffisante pour constituer des aquifères exploitables. Les alluvions anciennes dans des zones effondrées ou subsidentes peuvent en revanche être développées et aquifères. C'est le cas dans la plaine du Lamentin, au droit d'un lit ancien de la rivière Lézarde, où l'on a trouvé des épaisseurs d'alluvions dépassant localement 30 m.

## FORMATIONS VOLCANIQUES

Les *laves massives*, essentiellement andésitiques, lorsqu'elles sont fracturées sous l'effet de contraintes tectoniques postérieures à leur mise en place, peuvent constituer des aquifères importants. C'est le cas, en particulier, des laves andésitiques de la plaine du Lamentin que l'on trouve très fracturées sous les épaisses alluvions anciennes d'un ancien lit de la rivière Lézarde, correspondant vraisemblablement à un axe structural faillé majeur.

Ces formations andésitiques sont largement développées au sein des édifices volcaniques plio-pléistocènes du Carbet et du morne Jacob, dans les zones centrale et septentrionale de l'île, mais également dans les édifices complexes de la région sud-occidentale.

Les *pyroclastites*, notamment celles de la montagne Pelée, peuvent constituer des réservoirs aquifères importants (cf. Mouret, 1979). Les coulées de ponce du rebord caraïbe renferment ainsi une nappe étendue. Par ailleurs, lorsque les dépôts pliniens ou de nuées ardentes sont venus combler d'anciennes vallées ou dépressions, ils représentent également de bons aquifères : dépression de Morne-Rouge (source de Champ-Flore et de Yan-Ting) et région d'Ajoupa-Bouillon.

## SOURCES THERMALES

Voir chapitre "Phénomènes hydrothermaux".

## DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

### SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements complémentaires et des itinéraires dans le **guide géologique régional** : **Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, la Désirade** par D. Westercamp et H. Tazieff (1980), Masson éd. : *itinéraires 1 à 9*.

BIBLIOGRAPHIE

ADEY W.H., ADEY P.J., BURKE R., KAUFMAN L. (1977) - The Holocene reef systems of the eastern Martinique, F.W.I. *Atoll Res. Bull.*, n° 218, p. 1-40.

ADEY W.H., BURKE R. (1976) - Holocene bioherms (algal ridges and bank - barrier reefs) of the Eastern Caribbean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 87, p. 95-109.

ALLARD J.F., MORIO M., VASSELIN H. (1980) - Inventaire des argiles à usage industriel en Martinique. Rapp. BRGM n° 80 ANT 45, 24 p.

ANDERSON T., FLETT J.S. (1903) - Reports on the Eruption of the Soufrière in Saint-Vincent in 1902 and on a Visit to Montagne Pelée in Martinique. Part. I, *Trans. Roy. Soc. London*, ser. A, v. 200, p. 353-553.

ANDREIEFF P. (1983) - Extension stratigraphique des grands foraminifères néogènes de la région Caraïbe : *Paraspiroclypeus chawneri* (Palmer) et *Operculinoides cojimarensis* (Palmer). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), v. XXV, n° 6, p. 885-888.

ANDREIEFF P. (1985) - Stratigraphic range of Caribbean larger foraminifera from Oligocene to Pliocene : state of knowledge in 1985. Symp. Géodyn. Caraïbes (A. Mascle, éd.) Paris, éditions Technip, p. 99-100.

ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., WESTERCAMP D. (1988a) - Histoire géologique de la Martinique, Petites Antilles. Biostratigraphie (foraminifères) et radiochronologie (potassium-argon). *Géologie de la France*, n° 2-3, p. 39-70.

ANDREIEFF P., BELLON H., WESTERCAMP D. (1976) - Chronométrie et stratigraphie comparée des édifices volcaniques et formations sédimentaires de la Martinique (Antilles françaises). *Bull. BRGM*, (2), IV, n° 4, p. 335-346.

ANDREIEFF P., BOUYASSE P., WESTERCAMP D. (1979) - Reconnaissance géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roches entre Sainte-Lucie et Anguilla (Arcante 1). *Bull. BRGM*, IV, n° 3/4, p. 227-270.

ANDREIEFF P., WESTERCAMP D. GARRABÉ F., BONNETON J.R., DAGAIN J. (1988b) - Stratigraphie de l'île de Saint-Martin, Petites Antilles septentrionales. *Géologie de la France*, n° 2-3, p. 71-88.

ARSANDAUX H. (1930) - Sur l'éruption actuelle de la montagne Pelée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. A-B, v. 191, p. 623-625.

ARSANDAUX H. (1933) - Sur l'origine du dôme secondaire de la Montagne Pelée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. A-B, v. 196, p. 57-60.

BARAT A. (1984) - Etude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques. Application à la montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe. Thèse 3ème cycle, univ. Bordeaux III, 351 p.

BARAT A. (1987) - Etude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques : application à la montagne Pelée de Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe. *Documents du BRGM*, n° 115, 205 p.

BARRABÉ L. (1928) - Le pétrole à la Martinique. Rapport sur les résultats de la mission effectuée en 1927 dans le Sud et l'Est de la Martinique. *Ann. Off. Comb. Liq.*, Paris, v. 3, p. 7-42.

BARRABÉ L. (1955) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires de la Martinique. *Rev. Inst. Fr. Petr. et Comb. Liq.*, v. 10, n° 5, p. 295-308.

BATTISTINI R. (1978) - Les récifs coralliens de la Martinique. Comparaison avec ceux du Sud-Ouest de l'Océan Indien. *Cah. ORSTOM*, Série Océanogr., v. 16, n° 1, p. 157-177.

BATTISTINI R., HINSCHBERGER F., HOANG C.T., PETIT M. (1986) - La basse terrasse corallienne pléistocène (Eemien) de la Guadeloupe : morphologie, datations  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ , néotectonique. *Rev. Géomorph. Dyn.*, v. 35, p. 1-10.

BENDERITTER Y. (1987) - Structure superficielle à signature géothermique mise en évidence par prospection géophysique à proximité de la montagne Pelée, Martinique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), v. 3, n° 6, p. 1055-1061.

BERGGREN W.A., AUBRY M.P., HAMILTON N. (1983) - Neogene magnetobiostratigraphy of Deep Sea Drilling Project Site 516 (Rio Grande Rise, South Atlantic). *Init. Rep. D.S.D.P.*, v. 72, p. 675-713.

BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J., VAN COUVERING J.A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 96, p. 1047-1418.

BOLLI H.M. (1966) - Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Bol. Inf. Asoc. Venez Geol. Min. Petr.*, v. 9, n° 1, p. 3-32.

BOLLI H.M. (1967) - The species of *Globorotalia foysi* Cushman and Ellisor and the zones based on them. *Micropaleontology*, v. 13, p. 502-512.

BOLLI H.M., KRASHENINNIKOV V.A. (1977) - Problems in Paleogene and Neogene correlations based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, v. 23, p. 436-452.

BOLLI H.M., PREMOLI SILVA I. (1973) - Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the leg 15 sites in the Caribbean Sea. *Init. Rep. D.S.D.P.*, v. 15, p. 475-497.

BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. (1981) - The species of *Sphaeroidinellopsis* Banner and Blow, 1959. *Cah. Micropal.*, v. 4, p. 13-25.

BONNETON J.R., SCHEIDEGGER A.E. (1981a) - Relations between fracture patterns, seismicity, and plate motions in the Lesser Antilles. *J. Structural Geol.*, v. 3, p. 359-369.

BONNETON J.R., SCHEIDEGGER A.E. (1981b) - Signification tectonique des diaclases de la Martinique (arc des Petites Antilles). *Bull. Soc. géol. Fr.*, v. 23, n° 2, p. 195-202.

BOURDIER J.L., GOURGAUD A., VINCENT P.M. (1985) - Magma mixing in a main stage of formation of Montagne Pelée : the Saint Vincent-type scoria flow sequence (Martinique, F.W.I.). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 25, p. 309-332.

BOUYASSE P. (1979) - Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (campagne Arcante 1). *Bull. BRGM*, IV, n° 3/4, p. 185-210.

BOUYASSE P. (1988) - Opening of the Grenada back-arc basin, and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene. *Tectonophysics*, v. 149, p. 121-143.

BOUYASSE P., GUENNOG P. (1983) - Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte-Lucie et Anguilla. *Mar. Geol.*, v. 53,, p. 131-166.

BOUYASSE P., MASCLE A., MAUFFRET A., MERCIER de LÉPINAY B., JANY I., LECLÈRE-VANHOEVE A., MONTJARRET M.C. (1988) - Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc interne des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, Nord-Ouest de la Guadeloupe). *Marine Geology*, v. 81, p. 261-287.

BOUYASSE P., ROBERT S., GUENNOG P., MONTI S. (1983) - Bathymétrie détaillée (Seabeam) et anomalies magnétiques dans les Antilles françaises : interprétation morphostructurale de la vallée et de l'escarpement de la Désirade et des côtes occidentales de Basse-Terre de Guadeloupe et de Martinique. *Documents du BRGM*, n° 63, 78 p. 5 planches hors-texte.

BOUYASSE P., WESTERCAMP D. (1988) - Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles. *Géol. de la France*, n° 2-3, p. 3-38.

BOUYASSE P., WESTERCAMP D. (sous-presse) - Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*.

BOUYASSE P., WESTERCAMP D., ANDREIEFF P. (sous presse) - The Lesser Antilles island arc. Proc. O.D.P. Init. Repts (Pt. B), leg 110, in MASCLE A., MOORE J.C., *et al.*

BOUYASSE P., WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., SCOLARI G. (1985) - Le volcanisme sous-marin néogène récent au large des côtes caraïbes des Antilles françaises. Relations avec le volcanisme à terre et évolution du front volcanique. *Géol. de la France*, n° 1, p. 101-114.

BOWIN C. (1976) - Caribbean gravity fields and plate tectonics. *Geol. Soc. Amer., spec. paper*, n° 169, 79 p. + 2 pl. h.t.

BOWIN C. (1980) - Gravity and geoid anomalies. *Trans. 9 th. Carib. Geol. Conf. (Santo Domingo, Aug. 1980)*, p. 527-538.

BOYNTON C.H., WESTBROOK G.K., BOTT M.H.P., LONG R.E. (1979) - A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, v. 58, p. 371-393.

BRIDEN J.C. REX D.C., FALLER A.M., TOMBLIN J.F. (1979) - K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, v. 291 (A 1383), p. 485-528.

BROWN G.M. HOLLAND J.C. SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F., ARCULUS R.J. (1977) - Geochemistry of the Lesser Antilles volcanic island arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 41, p. 785-801.

BUTTERLIN J. (1956) - La constitution géologique et la structure des Antilles. Editions du CNRS, Paris, 453 p.

BUTTERLIN J., (1959) - Microfaune et âge de deux formations calcaires de la Martinique (Petites Antilles françaises). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 42.

BUTTERLIN J. (1976) - Biostratigraphie de diverses localités du Crétacé supérieur et du Tertiaire de la région des Caraïbes, basée sur les Macroforaminifères. IIIe Congr. Latino-Americano, Acapulco, 19 p.

BUTTERLIN J. (1981) - Claves para la determinacion de macroforaminiferos de Mexico y del Caribe, del Cretacico superior al Mioceno medio. *Inst. Mex. Petrol.*, 219 p.

BUTTERLIN J. (1984) - Remarques sur des espèces de grands foraminifères du Tertiaire des Petites Antilles françaises et sur la phylogénie des espèces américaines du genre *Lepidocyclina*. *Benthos '83 ; 2 nd Int. Symp. Benthic Foraminifera*, p. 105-115.

CAVELIER C., POMEROL C. (1983) - Echelle de corrélation stratigraphique du Paléogène. Stratotypes, étages standards, biozones, chimiozones et anomalies magnétiques. *Géol. de la France*, n° 3, p. 261-262, 1 tabl.

CHABELLARD J.G., PHILIP H., GAULON R. (1986) - Déformation et régimes de contraintes actuel et récent dans l'arc des Petites Antilles entre Martinique et Antigua. *C.R. Acad. Sci.*, Paris II, v. 303, n° 1, p. 81-86.

CHANVALON T. DE (1763) - Voyage à la Martinique, contenant diverses observations sur la physique, l'histoire naturelle, l'agriculture, les moeurs et les usages de cette isle, faites en 1751 et dans les années suivantes. Lu à l'Académie royale des Sciences de Paris en 1761. Paris.

CHEMINEE J.L. (1973) - Contribution à l'étude des comportements du potassium, l'uranium et du thorium dans l'évolution des magmaes. Thèse doctorat ès Sciences, univ. Paris VI, 445 p.

CHOVELON P. (1984a) - Contexte géothermique des prospectus du Lamentin et du Morne-Rouge (Martinique). Rapport BRGM, n° 84 SGN 003 GTH.

CHOVELON P. (1984b) - Cadre structural des minéralisations hydrothermales des prospectus du Lamentin et du Morne-Rouge (Martinique). Rapport BRGM, n° 84 SGN 326 GTH

CHOVELON P. (1985) - Distribution du mercure et de l'arsenic dans les prospectus du Lamentin et du Morne-Rouge – Montagne Pelée (Martinique). Rapport BRGM, n° 85 SGN 377 GTH

CHOVELON P. (1986) - Evaluation des ressources géothermiques de l'île de la Martinique ; synthèse géologique. Rapport CFG (Orléans), n° 86 CFG 012, 50 p.

CHOVELON P., FABRIOL R., OUZONIAN G. (1986) - Evaluation des ressources géothermiques de l'île de la Martinique ; synthèse hydrogéochimique. Rapport CFG (Cie Française pour le développement de la Géothermie et des énergies nouvelles, Orléans), n° 86 CFG 012, 103 p.

CLARKE W.J., BLOW W.H. (1969) - The inter-relationships of some late Eocene, Oligocene and Miocene larger foraminifera and planktonic biostratigraphic indices. *Proc. 1st Int. Conf. Plankt. Microfossils*, v. II, p. 82-95, E.J. Brill (éd.).

CLOCCHIATTI R., WESTERCAMP D. (1974) - Nature et origine des phénocristaux de quartz des laves de Martinique, Petites Antilles. *Bull. Volcanol.*, v. 38, n° 1, p. 44-64.

COLLECTIF (1974) - Livret-guide d'excursions dans les Antilles françaises. BRGM, Orléans, édit., 205 p.

COLLECTIF (1976) - Contribution à la géologie des Antilles françaises. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 4, p. 229-395.

CORMY G., DEMIANS D'ARCHIMBAUD, SURCIN J. (1970) - Prospection géothermique aux Antilles françaises, Guadeloupe et Martinique. *Geothermics*, special issue, v. 2, p. 57-72.

COTTEZ S. (1977) - Etat des connaissances sur les eaux souterraines de la Martinique au 1.01.1977. Rapport BRGM n° 76 ANT 42.

COULON C., CLOCCHIATTI R., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1984) - Petrology of basaltic xenoliths in andesitic to dacitic host lavas from Martinique (Lesser Antilles) : evidence for magma mixing. *Bull. Volcanol.*, v. 47, n° 4 (1), p. 705-734.

D'ARCO P., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1981) - Geothermometry and geobarometry of a cummingtonite-bearing dacite from Martinique, Lesser Antilles. *Contrib. Mineral Petrol.*, v. 77, p. 177-184.

DAVIDSON J. (1983) - Lesser Antilles isotopic evidence of the role of subducted sediments in island arc magma genesis. *Nature*, v. 396, p. 253-256.

DAVIDSON J. (1986) - Isotopic and trace element constraints on petrogenesis of subduction-related lavas from Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, v. 91, n° B 6, p. 5943-5962.

DEICHA G. (1955) - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Masson, Paris.

DOREL J. (1978) - Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin Atlantique. Thèse d'Etat, univ. Paris VI, 326 p.

DOREL J. (1981) - Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, v. 67, p. 679-695.

DUPUGET (1796) - Coupe d'oeil rapide sur la physique générale et la mineralogie des Antilles. Annotations : sur la Soufrière de Martinique. Sur la Soufrière de Guadeloupe. *Ann. Mines* (ventose an IV), v. 3, n° 18, p. 43-60.

ESCALANT M. (1984) - Minéralisations hydrothermales et bilan géochimique de champs géothermiques fossiles : approches préliminaires sur deux sites de Martinique, Petites Antilles. Rapport BRGM, n° 84 SGN 149 IRG, 60 p.

ESCALANT M. (1988) - Evolution spatiale et chronologique du volcanisme de l'île de la Martinique (Petites Antilles : implications pétrogénétiques. Thèse de l'université d'Aix-Marseille III, 188 p. + Annexe.

FEUILLARD M., LE MOUËL J.L., POZZI J.P., THOMAS D. (1980) - Le levé aéromagnétique de la Martinique. *Bull. Soc. géol. Fr.* v. 22, n° 1, p. 125-134.

FICHAUT M. (1986) - Magmatologie de la montagne Pelée (Martinique). Thèse, université de Bretagne occidentale, 319 p.

FICHAUT M., MAURY R.C., COULON C., DUPUY C., GOURGAUD A., TRAINÉAU H., WESTERCAMP D. (1985) - Magmatologie de la montagne Pelée. *Bull. PIRPSEV*, n° 101, 94 p.

FROIDEFOND J.M., BERTHOIS L., GRIBOULARD R., JULIUS C., PONS J.C. (1985) - Terrasses submergées d'origine récifale ; variations du niveau marin et activité néotectonique sur le plateau sud et est de la Martinique. *In* : Symp. Géodynamique des Caraïbes (A. Mascle, éd.), éditions Technip, p. 143-154.

FROIDEFOND J.M., BUREL C., GRIBOULARD R., JULIUS C., LICHOU M. (1984) - Témoins morphologiques de l'évolution côtière holocène à la Martinique. 10ème réun. annu. Sci. Terre (Bordeaux, 1984) p. 235.

GÉRARD A., WESTERCAMP D., BOUYASSE P., DUBREUIL G., VARET J. (1981) - Etude géophysique préliminaire à une évaluation du potentiel géothermique des Antilles françaises. *Documents BRGM*, n° 27, 40 p.

GIRARDIN N., GAULON R. (1983) - Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 62, p. 340-348.

GIRAUD J. (1918) - Esquisse géologique de la Martinique. Imprimerie Hanoi-Haïphong, 62 p.

GOURGAUD A., BOURDIER J.L. (1982) - Le système volcanique Diamant-Burgos (Sud-Ouest martiniquais) : mélanges de magmas en volcanisme différencié linéaire et origine des basaltes à quartz. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, v. 294, II, p. 1349-1354.

GRUNEVOLD H. (1961) - Carte géologique de la Martinique au 1/50 000 (2 feuilles) et notice. Service de la Carte géologique de la France. Paris.

GRUNEVOLD H. (1965) - Géologie de la Martinique. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Imprimerie nationale, Paris, 144 p.

GUNN B.M., ROOBOL M.J., SMITH A.L. (1974) - Pétrochemistry of the Pelean-type volcanoes of Martinique. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 85, p. 1023-1030.

HEILPRIN A. (1903) - Mont Pelée and the tragedy of Martinique. Lippincott Co., Philadelphie and London, 337 p.

HILL R.T. (1903) - A study of Pelée. Impressions and conclusions of a trip to Martinique. *Century magazine*, v. 64, p. 764-785.

IUNDT F. (1982) - Prospection des teneurs en mercure dans les sols de la Martinique. Rapport BRGM, n° 82 SGN 1033 GTH.

IUNDT F. (1984) - Réévaluation géochimique du potentiel géothermique de l'île de la Martinique. Rapport BRGM, n° 84 SGN 292 GTH.

JULIUS C., PONS J.C. (1973) - La Savane des Pétrifications de la Martinique. Editions Caraïbes, Sider, Fort-de-France.

JULIUS C., PONS J.C. (1975) - Contribution à la connaissance des tuffites de Sainte-Marie (Martinique). *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, v. 17, p. 89-94.

JULIUS C., PONS J.C. (1976) - Etude micropaléontologique et sédimentologique du gisement de Bassignac (Martinique) : interprétation biostratigraphique. *Bull. BRGM* (2), IV, n° 4, p. 325-328.

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

LACROIX A. (1908) - La montagne Pelée après ses éruptions, Paris, Masson, 133 p.

LACROIX A. (1926) - Les caractères lithologiques des Petites Antilles. Livre Jub. Soc. Géol. Belgique (Liège), p. 387-405.

LE PRIEUR, PEYRAUX, RUFZ (1852) - Eruption de 1851 à la montagne Pelée. *Rev. Colon*, 2e série, v. 7, p. 314-320 ; v. 9, p. 72-96.

LOPOUKHINE M., MOURET C. (1977) - Etude géothermique des sources de la martinique. Rapport BRGM, n° 77 ANT 36, 32 p.

MARTIN-KAYE P.H.A. (1969) - A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geol. Miner. Res.*, v. 10, n° 2, p. 172-206.

MASCLE A., WESTERCAMP D. (1983) - Géologie d'Antigua, Petites Antilles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), v. 25, n° 6, p. 855-866.

MAURY R.C., CLOCCIATTI R., COULON C. D'ARCO P., WESTERCAMP D. (1985) - Signification du grenat et de la cordierite dans les laves du Sud-Ouest martiniquais. *Bull. Minéral.*, v. 108, p. 63-79.

MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1985) - Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles. Implications sur l'évolution de l'arc. In : Symp. Géodynamique des Caraïbes (A. Mascle, éd.) éditions Technip, p. 77-89.

MOREAU de JONNÈS A. (1822) - Histoire physique des Antilles françaises ; savoir la Martinique et les îles de la Guadeloupe ; contenant la géologie de l'archipel des Antilles, le tableau du climat de ces îles, la minéralogie des Antilles françaises. Paris, 560 p.

MOURET C. (1979) - Contribution à l'étude hydrogéologique d'un bassin versant en milieu volcanique tropical, rivière Capot (Martinique). Thèse 3ème cycle, univ. Sci. et Techn. du Languedoc, 208 p.

MOURET C. (1979) - Synthèse des connaissances sur les sources thermales de la Martinique. Rapport BRGM, n° 79 ANT 8.

NAGLE F., STIPP J.J., FISHER D.E. (1976) - K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 26, p. 401-412.

ODIN G.S. (Ed.) (1982) - Numerical dating in stratigraphy. John Wiley, Chichester, 1040 p.

PAULIN C. (1987) - Etat des connaissances sur les eaux souterrains de la Martinique au 1.01.1987. Rapport BRGM n° 87 MTQ 134.

PAUTRIZEL F., PONS J.C. (1981) - Modalités de la sédimentation au Quaternaire récent dans la mer des Petites Antilles (Fosse de grenade - Ride des Oiseaux - Bassin du Venezuela). *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, v. 30, p. 239-262.

PELLETIER B. (1974) - Les andésites du sud-est martiniquais. Thèse 3e cycle, univ. d'Orléans, 202 p.

PELLETIER B. (1976) - Contribution à l'étude du volcanisme d'arcs insulaires en Martinique. *Bull BRGM (2)*, v. IV, p. 267-296.

PERRET F.A. (1935) - The eruption of mont Pelée. Carnegie Institution, Washington D.C., Publ. n° 458, 126 p.

PONS J.C. (1987) - Genèse et répartition des produits détritiques dans un contexte volcano-sédimentaire tropical : exemple de la Martinique et de ses bassins adjacents. Thèse doctorat d'Etat, université de Bordeaux I, 332 p.

PONS J.C., JULIUS C., KLINGEBIEL A., PUJOS M. (1978) - Morphologie et sédiments de la plateforme continentale de la Martinique. *Géol. en Mijnbouw*, v. 57, n° 2, p. 287-292.

PUJOS M., PONS J.C., VERNETTE G. (1985) - Similitudes et divergences morphosédimentaires sur les plateaux continentaux et insulaires en milieu tropical (Guyane française, Colombie, Martinique). Prétirage distribuée au Symposium sur la Géodynamique des Caraïbes (Paris, 5-8 février 1985), 19 p.

PUVILLAND P. (1982) - Inventaire des ressources géothermiques de la Martinique. Etude géophysiques : gravimétrie - polarisation spontanée. Rapport BRGM, n° 82 SGN 192 GTH.

PUVILLAND P. (1985) - Exploration géothermique par magnétotellurique basse fréquence de la zone du Lamentin (île de la Martinique). Rapport BRGM, n° 825 SGN 292 GTH, 57 p.

REVERT E. (1932) - La montagne Pelée et ses dernières éruptions. *Annales de géographie*, v. 40, n° 228, p. 275-291.

ROBINSON E., JUNG P. (1972) - Stratigraphy and age of marine rocks, Carriacou, West Indies. *Amer. Assoc. Petrol., Geol. Bull.*, v. 56,, n° 1, p. 114-127.

ROBINSON E., PERSAD K.M. (1983) - The occurrence of *Miogypsinoïdes* in Antigua, W.I. 10th Carib Geol. Conf., Cartagena, 12 p. (prétirage).

ROMER M. (1983) - La dernière éruption de la montagne Pelée. *Bull. Volcanol.*, p. 90-116.

ROOBOL M.J., SMITH A.L. (1976) - Stratigraphic studies of Mont Pelé, Martinique. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 4, p. 297-304.

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

SIEMIRADZKI J. (1884) - Die geognostischen Verhältnisse der Insel Martinique. Inaugur. Diss, Dorpat, 40 p.

SIGURDSSON H., CAREY S.N. (1981) - Marine tephrochronology and quaternary explosive volcanism in the Lesser Antilles arc. *In* : S. Self and R.S.J. Sparks (eds.) ; Tephra studies, p. 255-280, Reidel Publ. Co.

SIGURDSSON H., SPARKS R.S.J., CAREY C.N., HUANG T.C. (1980) - Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles arc. *J. Geol.*, v. 88, p. 523-540.

SMITH A.L., ROOBOL M.J. (1976) - Petrologic studies of Mont Pelé, Martinique. *Bull. BRGM*, sect. IV, n° 4, p. 305-310.

SPEED R.C., WESTBROOK G.K. *et al.* (1984) - Lesser Antilles arc and adjacent terranes. Atlas 10, Ocean Margin Drilling program, Regional Atlas Series, Marine Science International, Woods Hole, MA, 27 sheets.

STEIN S., ENGELN, J., WIENS D., FUJITA K., SPEED R.C. (1982) - Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, v. 87 (B10), p. 8642-8664.

SURCIN J. (1969) - Sondages destinés à des mesures de gradients de températures ; plaine du Lamentin (Martinique). Rapport de fin de campagne. Rapport EURAFREP, juin 1989.

SYKES L.R., McCANN W.R., KAFKA A.L. (1982) - Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.* v. 87 (B 13), p. 10656-10676.

TRAINEAU H. (1982) - Contribution à l'étude géologique de la montagne Pelée, Martinique : évolution de l'activité éruptive au cours de la période récente. Thèse 3e cycle, univ. Paris Sud, Orsay, 209 p.

TRAINEAU H., WESTERCAMP D., COULON C. (1983) - Mélanges magmatiques à la montagne Pelée (Martinique) : origine des éruptions de type saint-Vincent. *Bull. Volc.*, v. 46, n° 3, p. 243-269.

VERZIER P., WESTERCAMP D. (1982) - Aspects hydrogéologiques des zones du Lamentin et de Morne-Rouge. Rapport BRGM, n° 82 SGN 1033 GTH, 21 p.

WESTERCAMP D. (1976) -Pétrologie de la dacite à grenat de Gros Ilet, Martinique, Petites Antilles françaises. *Bull. BRGM*, (2), IV, p. 253-266.

WESTERCAMP D. (1981) -Distribution and volcano-structural control of zeolites and other amygdale minerals in the island of Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 11, p. 353-365.

WESTERCAMP D. (1983) - Appraisal and zonation of volcanic hazards in the French Lesser Antilles: preliminary results. *In* : Develop. in Volcanology, Forecasting volcanic events, Amsterdam, v. 1, p. 111-130.

WESTERCAMP D. (1984) - La montagne Pelée, Martinique : bilan de 10 années de recherches dans le domaine des Sciences de la Terre. Colloque "prévision et surveillance des éruptions volcaniques". PIRPSEV (Clermont-Ferrand, déc. 1984), p. 87-92.

WESTERCAMP D., TAZIEFF H. (1980) - Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, La Désirade, *Guides Géologiques Régionaux*. Edit. Masson, 135 p.

WESTERCAMP D., TRAINÉAU H. (1983a) - Carte géologique de la montagne Pelée à 1/20 000 (département de la Martinique) et notice explicative simplifiée. Ed. BRGM.

WESTERCAMP D., TRAINÉAU H. (1983b) - The past 5,000 years of volcanic activity at Mt Pelée, Martinique (FWI) : implication for assessment of volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 17, n° 1/4, p. 159-185.

WESTERCAMP D., TRAINÉAU H. (1987) - Schéma hydrogéologique et géothermique d'un strato-volcan d'arc insulaire : exemple de la montagne Pelée, Antilles françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.* v. 3, n° 6, p. 1063-1073.

#### DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au Service géologique des

Antilles, km 0,9 route de Didier, BP 394, 97204 Fort-de-France, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

La *galerie de Géologie* (parc floral de Fort-de-France) présente les divers aspects de la géologie de la Martinique à l'aide de schémas, de photos, de cartes et d'échantillons de roches.

Le *musée volcanologique de Saint-Pierre* contient un grand nombre de documents et d'objets évoquant Saint-Pierre avant et après la catastrophe du 8 mai 1902.

### AUTEURS

- D. WESTERCAMP † : description des terrains, volcanisme, pétrologie, phénomènes hydrothermaux, tectonique ;
- P. ANDREIEFF : stratigraphie et géochronologie des formations sédimentaires ;
- P. BOUYSSSE : géologie littorale et sous-marine, morphologie, structure et géodynamique ; coordination finale de la carte et de la notice ;
- S. COTTEZ : hydrogéologie ;
- R. BATTISTINI : formations quaternaires littorales.

Remise de la carte et de sa notice : 17 juin 1987

Acceptation de la carte et de sa notice explicative : 3 février 1988

Impression de la carte : novembre 1990

Impression de la notice : décembre 1989