

Synthèse, conclusions et perspectives

Introduction

La géochronologie est un outil important pour la compréhension de l'évolution temporelle des systèmes volcaniques. L'obtention d'âges précis permet de mieux contraindre (1) les fluctuations spatio-temporelles des sites éruptifs, (2) les variations de la géochimie des laves, et (3) les changements de surface (érosion, effondrements de flancs...). En effet, des études comparables menées récemment en Guadeloupe (Samper *et al.*, 2007 ; 2008) et à Montserrat (Harford *et al.*, 2002) ont démontré l'intérêt d'acquérir une base de données de haute qualité dans le but d'estimer quantitativement les processus volcaniques et magmatiques mis en jeu dans l'histoire d'un complexe. D'autre part, la compréhension des processus magmatiques qui ont lieu au sein d'un arc volcanique nécessite une bonne connaissance de la répartition spatiale des centres éruptifs et de leurs dynamismes de mise en place.

Les études précédentes en Martinique, initiées des années 70 à la fin des années 80, ont proposé une évolution de l'activité volcanique en Martinique depuis l'Oligocène, avec une migration des sites éruptifs d'est en ouest et du sud au nord au sein de 8 complexes principaux (Bellon *et al.*, 1974 ; Andreieff *et al.*, 1976 ; Nagle *et al.*, 1976 ; Bouysse *et al.*, 1979 ; Briden *et al.*, 1979 ; Andreieff *et al.*, 1988). Ces études, associant des travaux de géochronologie, géochimie, pétrographie et cartographie, ont été utilisées pour réaliser la carte géologique de l'île (Westercamp *et al.*, 1989). Cependant, les principaux âges effectués par les mêmes auteurs sur les autres îles de l'arc, se sont révélés être relativement mal contraints (± 7 à 40 % d'incertitude), voire controversés (Carlut *et al.*, 2000 ; Harford *et al.*, 2002 ; Samper *et al.*, 2008). Dans l'ensemble, les nouveaux âges K-Ar obtenus au cours de cette étude montrent également des divergences avec les âges publiés. Au cours de ce chapitre, nous allons résumer et discuter les résultats obtenus au cours de cette thèse et leurs implications

concernant l'évolution volcanique de la Martinique et des Petites Antilles. Il est en effet important de connaître avec précision l'histoire géologique de l'île pour comprendre l'activité de la Montagne Pelée et sa relation avec les massifs antérieurs, mais également pour avoir des informations sur l'évolution du volcanisme des Petites Antilles.

1. Apports de la géochronologie K-Ar Cassinol-Gillot

1.1. Ages disponibles avant cette étude

Lors de la publication de la carte géologique (Westercamp *et al.*, 1989), une compilation des 88 âges disponibles sur les laves de la Martinique a été réalisée principalement à partir des datations effectuées par Bellon *et al.* (1974), Andreieff *et al.* (1976), Nagle *et al.* (1976) et Briden *et al.* (1979). La plupart des analyses a été réalisée par la méthode K-Ar sur roche totale, et dans de rares cas sur biotite ou hornblende.

Disposant de bonnes corrélations biostratigraphiques sur les dépôts sédimentaires, les auteurs de cette base de données (Andreieff *et al.*, 1988 ; Westercamp *et al.*, 1989) ont pu les caler dans le temps de façon relativement satisfaisante, les échelles biostratigraphiques en vigueur à l'époque de ces études étant principalement basées sur les reconnaissances de fossiles dans les Caraïbes (Berggren *et al.*, 1985). Ils ont donc rejeté certains âges radiométriques en désaccord avec la stratigraphie. D'autres âges ayant été obtenus sur des blocs de conglomérats, de lahars ou de brèches pyroclastiques n'ont pas été considérés comme valables par les auteurs. De même, les mesures K-Ar utilisées lors de ces travaux ne permettant pas d'obtenir des âges fiables sur des échantillons contenant moins de 10%

d'argon radiogénique ; les âges concernés ont, logiquement, alors été considérés comme non représentatifs de l'âge de mise en place (Westercamp *et al.*, 1989). Au total, ce sont 28 âges sur 88 qui n'ont pas été pris en compte par Westercamp *et al.* (1989) pour établir la chronologie du volcanisme Martiniquais, soit 32 % des analyses. D'autre part, on peut remarquer que les âges retenus sont donnés avec des incertitudes élevées, de 7 à 40% (incertitudes à 2 sigma).

1.2. Nouvelles données K-Ar

1.2.1. Fiabilité des mesures

Des âges K-Ar ont été récemment obtenus selon la méthode Cassinot-Gillot sur des laves du Morne Jacob et du Complexe du Carbet (Samper *et al.*, 2008). Les âges obtenus sur les laves de ce dernier complexe sont systématiquement plus jeunes que ceux proposés par Westercamp *et al.* (1989) avec des incertitudes plus faibles (1.18 à 1.61 %). Il en est de même pour les âges présentés dans cette étude. En effet, nous obtenons des incertitudes comprises entre 1.43 et 3.17 % pour l'ensemble de nos échantillons (annexe II).

Seuls trois échantillons sur les 56 datés lors de ce travail, présentent des incertitudes élevées. Un âge obtenu sur plagioclases (Morne Jacob, 06MT32, 4.74 ± 0.28 Ma) a une incertitude de 8.65 %, avec seulement 0.017 % de K et 1.76 % d' $^{40}\text{Ar}^*$. Les échantillons 06MT30 (Morne Jacob, K = 0.120 %, $^{40}\text{Ar}^* = 1.5$ %, 3.01 ± 0.19 Ma) et 06MT18 (Mont Conil, K = 0.888 %, $^{40}\text{Ar}^* = 0.8$ %, 346 ± 42 ka) ont des incertitudes de 9 et 18 % respectivement, pouvant s'expliquer par la présence de plans de circulation de fluides en surface de l'affleurement et donc d'une contamination atmosphérique importante. Cependant,

ces incertitudes restent toutefois admissibles si l'on tient compte des faibles teneurs en K et en $^{40}\text{Ar}^*$ de ces échantillons.

Toutefois, l'homogénéité des âges et des incertitudes pour les laves d'un même complexe atteste de la qualité de l'échantillonnage, des préparations et des mesures. En effet, les âges obtenus sur les laves d'un même édifice ou d'une même unité lithologique ne présentent pas d'écarts importants et restent, dans la limite des incertitudes cohérentes. De même en ce qui concerne les incertitudes, on l'a vu, elles restent comprises entre 1.43 et 3.17 % quel que soit l'âge de l'échantillon (annexe II).

1.2.2. Comparaison des âges obtenus sur phases minérales différentes

Pour certains échantillons (06MT66, 06MT69, 06MT65, 06MT32, 06MT14, 06MT36 et 07MT121), nous avons daté à la fois la mésostase et les feldspaths (annexe II).

Pour l'échantillon 06MT66, de la carrière La Source, au Marin, nous avons préparé, dans la fraction 125 - 250 μm , la mésostase avec une densité de 2.56 – 2.58, et les phénocristaux de plagioclases avec une densité comprise entre 2.63 et 2.70. La pâte a une teneur en potassium de 1.166 %, une teneur en argon radiogénique de 82 %, et donne un âge moyen de 24.82 ± 0.35 Ma. Les plagioclases, qui ont 0.212 % de potassium, ont un âge de 24.86 ± 0.35 Ma avec une teneur en $^{40}\text{Ar}^*$ de 73 %. Les âges obtenus sur les deux phases minérales sont en accord, ce qui nous assure de ne pas avoir ni perte d'argon ou de potassium (malgré le pourcentage de potassium variant d'un facteur 5), ni gain d'argon, et donnent un âge moyen de 24.84 ± 0.35 Ma représentatif de l'âge de mise en place de la coulée (Chapitre III et annexe II).

Pour l'échantillon 06MT69, du sommet de la Montagne du Vauclin, nous avons préparé la mésostase dans la fraction 125 – 250 μm avec une densité entre 2.93 et 2.95. Puis

nous avons séparé les microlithes de la mésostase en broyant une fraction de celle-ci entre 63 et 125 μm , et en récupérant les plagioclases dans une gamme de densité comprise entre 2.70 et 2.79. Nous obtenons un âge de 10.86 ± 0.17 Ma ($K = 0.710$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 30.3$ %) sur mésostase, confirmé à 2 sigma par l'âge sur microlithes (10.46 ± 0.15 Ma). Il faut toutefois noter que la datation sur microlithes a été effectuée sur un spectromètre de masse à champ magnétique (MMS Hadès, voir annexe I), alors que celle sur mésostase a été réalisée sur un spectromètre de masse quadrupolaire (QMS Ulysse, annexe I) et doit être dupliquée sur MMS. Néanmoins, nous pouvons conclure que l'âge moyen de 10.64 ± 0.16 Ma (Chapitre IV et annexe II) est représentatif de l'âge de la Montagne du Vauclin.

Cette adéquation entre datation sur mésostase et sur feldspaths a été aussi vérifiée pour l'échantillon du Morne Gommier (06MT65) daté à 8.44 ± 0.12 Ma sur mésostase ($K = 2.073$ % ; $^{40}\text{Ar}^* = 69.5$ %), et à 8.42 ± 0.12 Ma sur phénocristaux de plagioclases ($K = 0.124$ % ; $^{40}\text{Ar}^* = 24$ %).

De même, pour l'échantillon 06MT32 (Morne Jacob, près du Lorrain), la mésostase ($K = 0.435$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 28$ %) donne un âge de 5.14 ± 0.07 Ma, et les plagioclases ($K = 0.017$ %, $^{40}\text{Ar}^* = 1.7$ %) un âge de 4.74 ± 0.28 Ma. Ces deux analyses sont dupliquées seulement à 2 sigma, mais il faut remarquer que nous sommes dans les limites de détection du K et de l' $^{40}\text{Ar}^*$ pour la mesure sur plagioclases. L'âge moyen calculé sur deux analyses de pâte et sur une analyse de plagioclases donnant 5.13 ± 0.08 Ma (Chapitre V et annexe II) est ainsi considéré comme l'âge de l'éruption.

Nous avons préparé deux fractions de l'échantillon du sommet du Morne Jacob (06MT14) : pour la fraction 125 -250 μm , nous avons daté la mésostase d'une densité entre 2.61 et 2.66 ; alors que dans la fraction 63 – 125 μm , nous avons séparé la mésostase dans une gamme de densité de 2.61 – 2.66 et les phénocristaux de plagioclase entre 2.66 et 2.70. Là encore, malgré des préparations différentes, les deux âges sur mésostase sont équivalents

compte-tenu de leurs incertitudes (1.52 ± 0.02 et 1.54 ± 0.02 Ma) et l'on calcule un âge moyen de 1.53 ± 0.02 Ma. Cet âge est confirmé par un âge de 1.51 ± 0.02 Ma obtenu sur les plagioclases (Chapitre V et annexe II).

Tous ces exemples montrent que dans l'ensemble, quelle que soit la taille ou la densité préparée, l'âge obtenu sur la mésostase est confirmé par l'âge sur plagioclases, en phénocristaux ou les microlithes de la pâte. Ceci est une preuve de l'absence d'argon hérité, ou du lessivage du potassium dans ces échantillons.

1.2.3. Problèmes posés par les mélanges de magma

Il faut néanmoins constater que ces résultats ne sont valables que sur des roches à minéralogie homogène. En effet, nous avons vu que les laves du Complexe du Carbet et du volcanisme de Trois Ilets ont subi des mélanges magmatiques (chapitres II, IV et V), mis en évidence, entre autres, par la présence de phénocristaux de quartz et d'enclaves basiques dans certaines roches (Westercamp *et al.*, 1989). Lors de la préparation des échantillons à dater, nous avons bien sûr éliminé les enclaves en découpant les blocs sous forme de « sucres ». Ensuite, le fait de ne dater que des phases minérales homogènes séparées par liqueurs denses et séparateur magnétique (de type Frantz) nous permet de nous affranchir des héritages d'argon provenant des xénocristaux.

Ainsi, sur deux échantillons du Complexe du Carbet, nous avons à la fois daté la mésostase et les plagioclases. Dans les deux cas (06MT36, Morne Césaire ; 07MT121, Piton Boucher), les plagioclases donnent un âge supérieur à celui de la pâte. Nous avons obtenu un âge de 998 ± 14 ka sur la pâte de l'échantillon 06MT36, alors que les phénocristaux de plagioclases sont datés à 1.492 ± 0.024 Ma (Chapitre V et annexe II). De même, l'âge de 332 ± 7 ka sur mésostase de l'échantillon 07MT121, est inférieur à l'âge de 518 ± 13 ka obtenu

sur les plagioclases (Chapitre V et annexe II). Des observations similaires ont été effectuées sur des dômes de sainte Lucie et de la Dominique (Samper et al., 2008).

A Montserrat, Harford *et al.* (2002) ont également mis en évidence une différence de 500 ka entre les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur plagioclases et ceux sur mésostase, pour des laves émises entre 1996 et 1997. Cette différence d'âge pourrait s'expliquer par la présence d'environ 1% de grains hérités de la croûte Caraïbe ayant environ 90 Ma. La seconde hypothèse, plus plausible d'après ces auteurs, implique une remobilisation du réservoir andésitique quelques centaines d'années avant l'éruption par une intrusion basaltique. Ceci permettrait de mélanger dans le liquide des plagioclases déjà cristallisés dans le réservoir magmatique ou provenant de phases de construction plus anciennes (maximum 9 Ma), avec ceux cristallisant lors de l'éruption (Harford, 2000). Ce mécanisme est le plus fréquemment observé dans les magmas d'arc, mais dans le cas des Petites Antilles, il implique une incorporation récente des plagioclases. En effet, suivant les paramètres de forme et de dimension caractéristiques de la diffusion thermique (e.g. McDougall et Harrison, 1999) il faut seulement 100 à 300 ans pour que l'argon diffuse totalement des plagioclases maintenus à température magmatique (Harford, 2000). Cette estimation a été calculée en considérant des xénocristaux ayant au maximum 9 Ma (âge maximum pour le début d'activité de l'arc récent).

De tels résultats ont été également mis en évidence dans le cas de l'éruption à 74 ka du tuff de Toba par Gardner *et al.* (2002), où des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et des expériences de pétrogenèse sur biotite, sanidine, hornblende et plagioclase ont révélé l'incorporation de xénocristaux d'hornblende et de plagioclases dans le magma une dizaine d'années avant l'éruption. En effet, la hornblende est totalement héritée, alors que la population de plagioclase est un mélange entre des xénocristaux et des phénocristaux. En utilisant des modèles de diffusion d'argon dans ces deux minéraux, et en considérant un âge de 1.5 Ma

pour la source des xénocristaux, les auteurs proposent un temps de résidence de 15 à 100 kyr et de moins de 25 kyr, respectivement pour la hornblende et le plagioclase dans un magma à 720 – 780°C, pour faire diffuser totalement l'argon déjà accumulé (Gardner *et al.*, 2002).

Les paramètres de diffusion des feldspaths potassiques tels que la sanidine sont bien documentés (McDougall et Harrison, 1999), tandis que les plagioclases demeurent des systèmes complexes dont la température de fermeture, pour des taux de refroidissement élevés comme rencontrés dans les environnements volcaniques, est estimée entre 200 et 400°C (McDougall et Harrison, 1999). Avant toute remobilisation du réservoir magmatique, les xénocristaux ou cumulats stockés dans le réservoir à des températures élevées sont censés perdre leur argon rapidement, ainsi, plus le temps de résidence diminue, moins l'argon a le temps de diffuser.

D'autres études utilisant les déséquilibres $^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th} - ^{226}\text{Ra}$ ont montré que la croissance des plagioclases, dans les arcs des Petites Antilles et des Tonga, pouvait durer plusieurs centaines de milliers d'années (Heat *et al.*, 1998 ; Turner *et al.*, 2003). En effet, la croissance des plagioclases débute dans le réservoir ainsi que pendant la ségrégation entre cristal et liquide, et se poursuit pendant le stockage, la remontée, et s'achève au moment de l'éruption (Turner *et al.*, 2003). Cette croissance se ferait par étapes, à un taux d'environ 3 à 9.10^{-13} cm/s, provoquant une zonation des plagioclases, avec un cœur plus vieux et une bordure plus jeune comme observé à la Soufrière St Vincent (Heat *et al.*, 1998 ; Turner *et al.*, 2003). De plus, des réinjections basaltiques dans un réservoir andésitique seraient aussi la cause de la zonation de certains cristaux (Turner *et al.*, 2003).

Il est admis que des injections de magma basique ont périodiquement réalimenté les réservoirs en cours de différenciation sous le Complexe du Carbet (Westercamp *et al.*, 1989). On peut donc penser que les plagioclases présents dans la roche sont issus (1) du magma en cours de différenciation dans la chambre et (2) de la cristallisation du liquide après l'éruption

(phénocristaux), dont la croissance a pu durer plusieurs milliers d'années. Ainsi, les plagioclases que nous avons séparés de la roche peuvent provenir d'un mélange de ces deux populations, et l'âge obtenu serait une moyenne entre les âges des cristaux les plus vieux et les plus jeunes, âges eux-mêmes moyennés de la différence entre le cœur et la bordure des cristaux. Néanmoins, les temps de résidence des plagioclases dans les réservoirs étant inférieurs à 100 kyr aux Petites Antilles (Heath *et al.*, 1998), la différence d'âge entre bordure et cœur semble être négligeable par rapport à l'âge des cristaux (1 – 0.3 Ma).

1.2.4. Excès d'argon

Il faut toutefois différencier l'incorporation d'argon venant de grains plus anciens de l'excès d'argon introduit par diffusion dans le manteau, ou occlus dans les inclusions fluides ou vitreuses (Kelley, 2002). Il a été démontré que les fluides qui circulent dans la croûte, ainsi que les inclusions fluides et vitreuses dans les minéraux, contiennent de l'argon provenant du dégaze mantellique et/ou des roches encaissantes réchauffées par le magma ou les fluides magmatiques (Gardner *et al.*, 2002 ; Kelley, 2002). Les coefficients de partage entre minéraux et fluides aqueux se situant entre 0.01 et 7×10^{-6} expliqueraient que l'argon présent dans les inclusions fluides ou vitreuses ait une influence sur la quantité totale d'argon mesuré (Kelley, 2002). Cette influence serait donc non négligeable pour les échantillons jeunes (< 1 Ma dans notre cas) ou pauvres en potassium (0.2 % dans le cas des plagioclases datés ici). En effet, il a été démontré que les minéraux des Petites Antilles contiennent un nombre important d'inclusions fluides: plagioclase à la Montagne Pelée (Fichaut, 1986), plagioclase et pyroxène en Guadeloupe (Poussineau, 2005), plagioclase et quartz à Montserrat (Barclay *et al.*, 1998 ; Devine *et al.*, 1998 ; Harford, 2000), plagioclase et olivine à St Vincent (Heat *et al.*, 1998 ;

Bouvier *et al.*, 2008), olivines à Grenade (Bouvier *et al.*, soumis). Par contre, aucune de ces études n'a mis en évidence la présence d'excès d'argon dans ces inclusions, qui pourraient pourtant expliquer les âges apparents plus élevés que l'on obtient sur les plagioclases du Complexe du Carbet. D'après Pedroni *et al.* (1999), la contribution de l'argon mantellique dans les émanations géothermales des Petites Antilles est inférieure à 1% par rapport à l'argon atmosphérique, mettant en avant la faible proportion d'argon mantellique qui peut diffuser dans les fluides magmatiques.

1.3. Conclusions et perspectives sur les nouvelles datations K-Ar

Dans l'ensemble, les nouveaux âges K-Ar obtenus par la méthode Cassinol-Gillot durant cette étude se révèlent être plus précis que les âges publiés et nous permettent de proposer une chronologie de l'évolution du volcanisme en Martinique que nous présentons dans le sous-chapitre suivant.

Cependant, nous avons mis en évidence que dans certains cas, les mélanges magmatiques, comme ceux qui interviennent au niveau du Complexe du Carbet, ne nous permettent pas d'obtenir des âges comparables sur mésostase et sur plagioclases en raison de probables remobilisations dans la chambre, ce qui n'est pas le cas pour les laves à minéralogie homogène (arc ancien, début de fonctionnement de l'arc intermédiaire ou de l'arc récent). D'autre part, les possibles inclusions fluides ou vitreuses dans les plagioclases peuvent fournir de l'argon en excès et donc donner des âges trop vieux.

Sachant que l'argon diffuse rapidement, en quelques dizaines à centaines d'années, dans les plagioclases maintenus à des températures entre 300 et 600°C, et que les réservoirs andésitiques des Petites Antilles sont à des températures avoisinant les 800 – 900°C (Martel, 1996 ; Devine *et al.*, 1998a, 1998b ; Harford, 2000 ; Poussineau, 2005), ceci nous amène à

proposer l'hypothèse suivante pour expliquer les âges sur plagioclases trop élevés. L'accumulation de laves en surface au niveau du Morne Jacob et le processus de subduction sous-jacent permet le stockage à faible profondeur de réservoirs magmatiques situés légèrement plus à l'ouest de la chambre magmatique alimentant les éruptions du Morne Jacob. Là, des remontées périodiques de magmas plus basiques provenant d'un réservoir plus profond perturbent le magma en cours de différenciation dans la chambre superficielle, remobilisant les cristaux déjà formés. L'augmentation de température et le brassage mécanique qui en résultent provoquent rapidement l'éruption d'un liquide contenant ces phénocristaux anciens, et qui cristallise ensuite lors de l'éruption. Les phénocristaux de plagioclase remobilisés par l'intrusion n'ont donc pas le temps de libérer l'argon radiogénique déjà accumulé, et ont donc un âge plus élevé que les phénocristaux issus du refroidissement du liquide magmatique. De même, il est possible que du liquide ou des gaz magmatiques issus du mélange soient piégés dans les cristaux sous forme d'inclusion, apportant de l'argon en excès. Il conviendra donc d'étudier de plus près la pétrologie des plagioclases afin d'identifier les différentes populations de cristaux pour connaître la cause réelle des âges plus élevés dans les complexes volcaniques où des mélanges magmatiques ont été révélés.

Des modélisations de diffusion de l'argon, prenant en compte les paramètres de diffusion des plagioclases utilisés par Harford (2000), appliquées aux plagioclases du Piton Boucher (Carbet récent) et du Morne Césaire (Carbet ancien) présentant des âges significativement plus vieux que la mésostase, sont en cours de réalisation afin de déterminer les temps de résidence des xénocristaux dans la chambre magmatique.

Ces observations démontrent qu'aux Antilles il est important de dater la dernière phase ayant cristallisé, c'est-à-dire la mésostase. En effet, elle se forme lors de l'éruption et sa composante de contamination est purement atmosphérique, sans possibilité d'apport d'argon en excès, qu'il soit d'origine mantellique ou issue de phénocristaux plus anciens.

2. Edification de l'île de la Martinique

En observant la morphologie de la Martinique, on voit que la moitié sud présente des reliefs très érodés et des côtes découpées. D'autre part, les formations sédimentaires sont développées uniquement au sud et à l'est de l'île, et une double ligne récifale est présente au large des côtes atlantiques, ainsi qu'un plateau sous-marin. On peut donc facilement en déduire que l'est et le sud sont les parties les plus anciennes, et que l'activité volcanique s'est déplacée vers le nord, où se trouve l'actuel volcan actif, la Montagne Pelée. Les âges obtenus lors des études précédentes et lors de ce présent travail confirment cette hypothèse, bien que la migration du volcanisme soit en fait plus complexe comme nous allons le démontrer.

Nos données géochronologiques obtenues sur des dômes et coulées de laves couvrant l'ensemble des formations volcaniques de l'île, couplées aux résultats géochimiques obtenus sur les mêmes échantillons par Labanieh *et al.* (2008), nous permettent de mieux contraindre la chronologie éruptive des huit phases volcaniques ayant contribué à la construction de l'île de la Martinique au cours de l'activité des trois arcs volcaniques identifiés.

Afin d'illustrer l'évolution spatio-temporelle du volcanisme en Martinique, nous avons tout d'abord réalisé un spectre de probabilité d'âges qui nous permet d'identifier les phases d'activité volcanique, et les phases de repos (Figure VI-1). Cet idéogramme représente la fréquence des âges en tenant compte de l'erreur analytique (Deino et Potts, 1992 ; voir annexe I). Les premières manifestations subaériennes du volcanisme en Martinique ont eu lieu vers 26 Ma, et depuis, l'activité volcanique a permis l'édification de huit complexes volcaniques. Les dépôts volcaniques couvrent une surface d'environ 990 km² (soit 90% de l'île), le reste étant recouvert par des dépôts calcaires ou des formations superficielles (érosion fluviale).

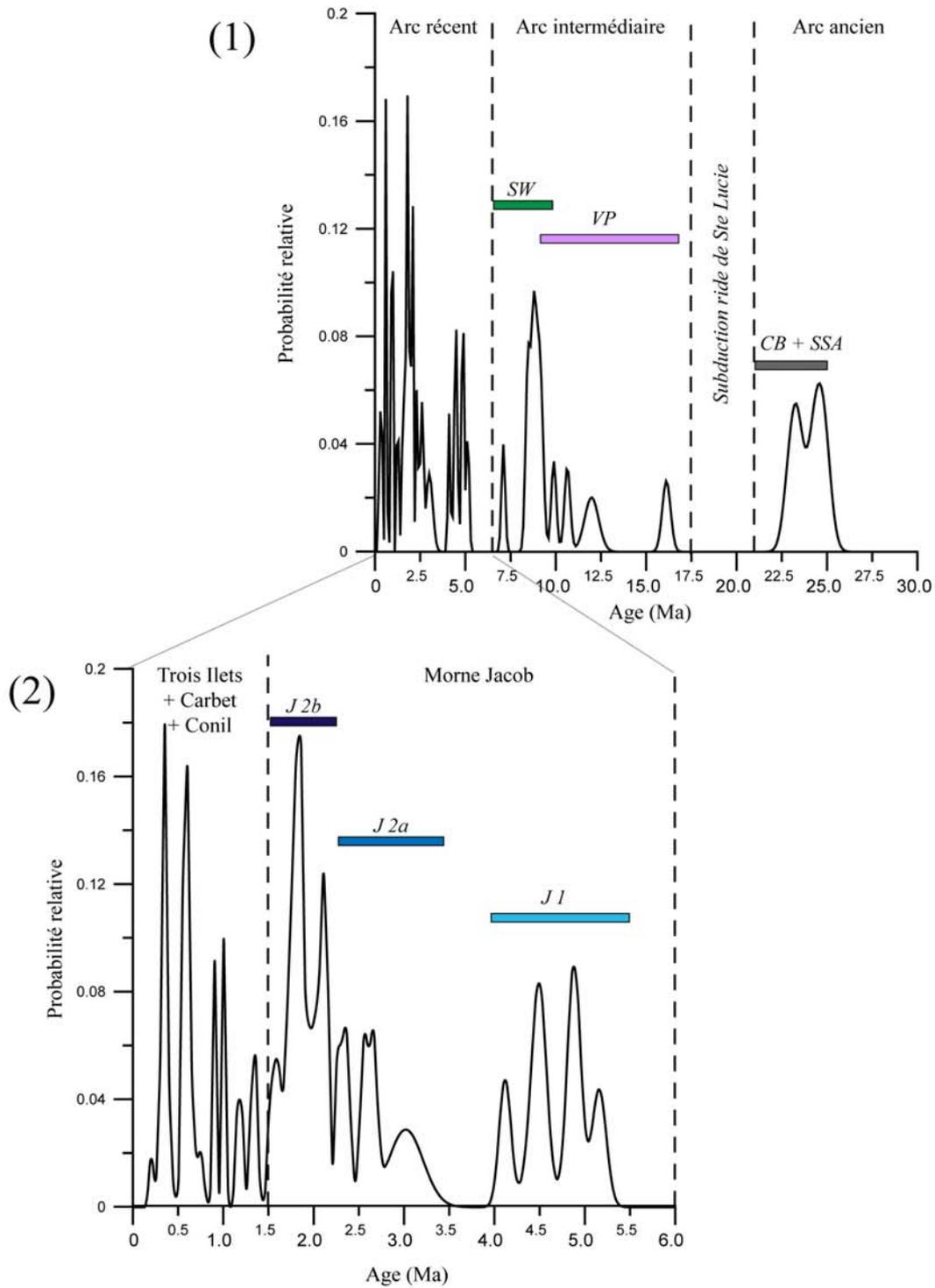


Figure VI-1

Spectres de probabilité d'âge

(1) Spectre réalisé sur la base de 62 âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008) pour l'ensemble de l'île, avec un intervalle de 100 ka.

(2) Spectre réalisé sur la base de 42 âges K-Ar (cette étude et Samper et al., 2008) pour les complexes Plio-Pleistocènes, avec un intervalle de 50 ka.

2.1. L'arc ancien : Complexe de Base et Série de Sainte Anne

Des laves basaltiques à rhyolitiques se mettent en place à l'est de l'île, de 25 à 21 Ma, avec un pic d'activité entre 23 et 25 Ma (Figure VI-2a). Les dépôts couvrent aujourd'hui une surface de 61 km² sur les péninsules de La Caravelle et de Sainte Anne. Ces deux presqu'îles sont reliées par deux lignes de récifs coralliens, et cet alignement se poursuit vers le nord où bancs sous-marins, anciens guyots, et îles volcaniques inactives recouvertes de calcaire marquent la ligne de l'arc ancien. Malheureusement, l'âge de ces deux complexes, et donc l'érosion qui les a affectés, ne nous permet pas d'estimer des taux d'éruption pour l'activité de l'arc ancien.

Le Complexe de Base (CB) est le premier à se mettre en place, à l'Oligocène, entre 24.8 ± 0.4 et 24.2 ± 0.4 Ma, constituant aujourd'hui le soubassement des deux péninsules. Ensuite, les laves de la Série de Sainte Anne (SSA) recouvrent presque totalement le CB sur la presqu'île de Sainte Anne au sud entre 24.8 ± 0.4 et 22.9 ± 0.3 Ma, et quelques coulées prismées affleurent sur la Caravelle, mises en place entre 23.4 ± 0.3 et 20.8 ± 0.4 Ma. Elles se caractérisent par l'apparition d'orthopyroxène dans l'assemblage minéralogique jusqu'alors constitué de clinopyroxène et plagioclase.

Nos données géochronologiques et géochimiques, ainsi que l'observation des alignements de guyots sous-marins avec les îles des Antilles Calcaires, nous permettent de déduire que l'activité volcanique de l'arc ancien a été continue, de l'Oligocène au Miocène Inférieur, tout le long de l'arc.

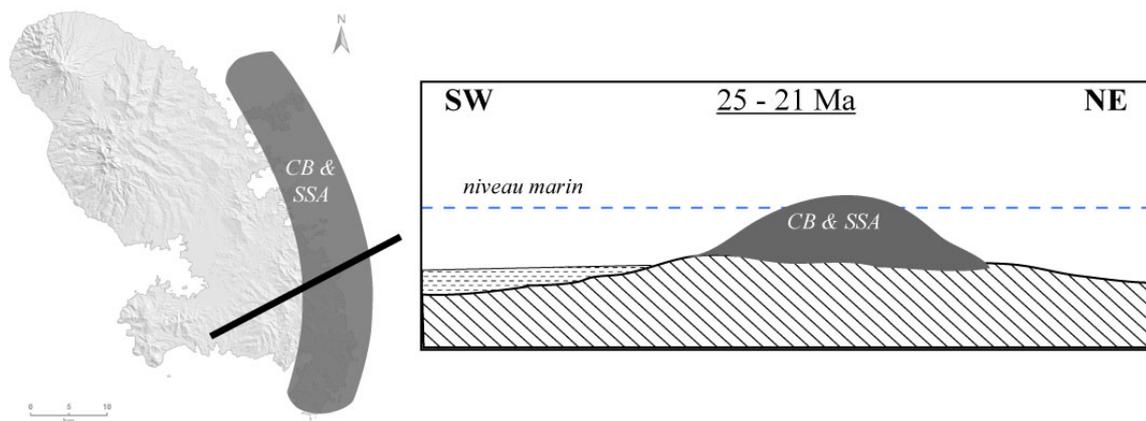


Figure VI-2a

Carte et coupe schématisques des dépôts de l'arc ancien (Complexe de Base CB et Série de Sainte Anne SAS) mis en place entre 25 et 21 Ma

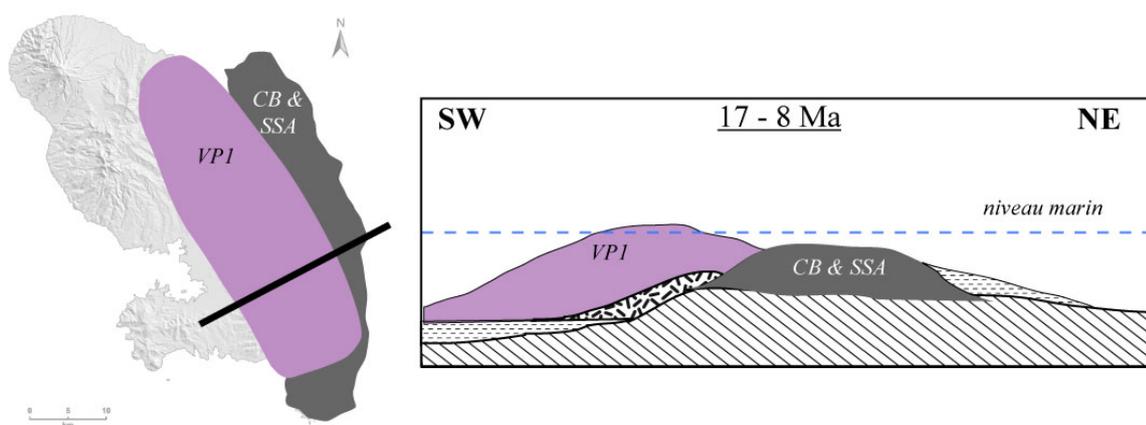


Figure VI-2b

Carte et coupe schématisques des dépôts de la phase 1 de la chaîne Vauclin-Pitault (VP1), mis en place entre 17 et 8 Ma.

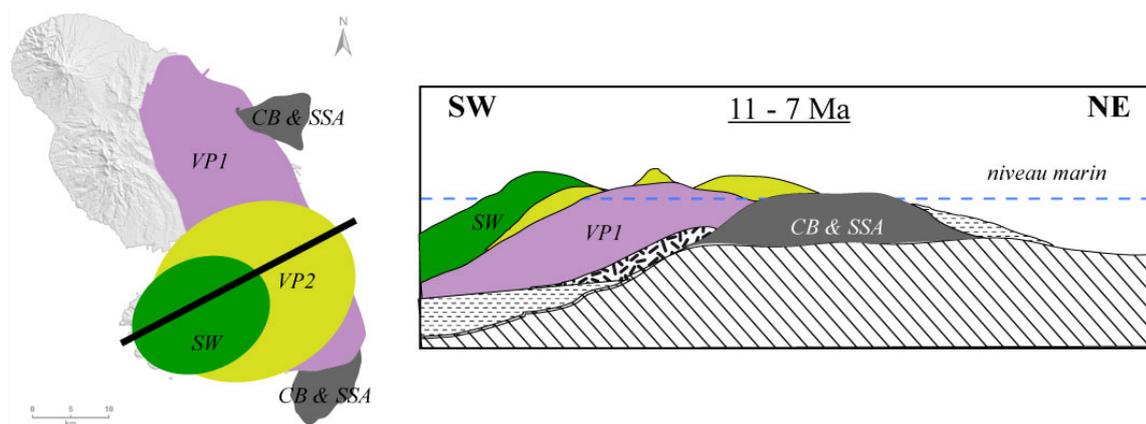
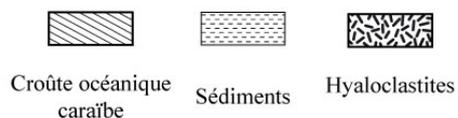


Figure VI-2c

Carte et coupe schématisques des dépôts de la phase 2 de la chaîne Vauclin-Pitault et du volcanisme du Sud-Ouest, mis en place entre 11 et 7 Ma.



2.2. L'arc intermédiaire : la chaîne Vauclin-Pitault et le volcanisme du Sud-Ouest

A la fin de l'Aquitaniien, le rapprochement des plaques Nord-Amérique (NAM) et Sud-Amérique (SAM) induisent des contraintes compressives dans la croûte Caraïbe. De plus, des rides asismiques présentes sur le fond océanique ralentissent le processus de subduction et aplatissent le slab. Entre 20 et 16 Ma, aucune activité volcanique ne semble avoir eu lieu en Martinique ni le long de l'arc.

Une première phase volcanique sous-marine reprend de 16 à 8 Ma le long d'un axe orienté NW-SE (Figure VI-2b), en milieu sous-marin et subaérien (VP 1). Puis un volcanisme effusif subaérien à aérien domine au sud de la chaîne, de 11 à 8.4 Ma (VP 2), depuis les côtes Atlantiques jusqu'à la presqu'île de Trois Ilets (Figure VI-2c). Au total, c'est un ensemble de 130 km² de hyaloclastites et 170 km² de laves massives qui se sont mis en place durant 7.7 Ma environ.

L'activité volcanique a été prédominante sur tout le sud de l'île vers 8.5 Ma, comme en témoigne le pic d'activité sur le spectre de probabilité d'âge (Figure VI-1). En effet, l'activité volcanique strictement aérienne du Sud-Ouest (actuellement sur 66 km²) achève l'édification de la presqu'île de Trois Ilets entre 9 et 7 Ma (SW, Figures VI-1 et VI-2c). L'éruption de la dacite à grenat de Gros Ilet – La Vatable à 7.10 ± 0.10 Ma marque la fin d'activité de l'arc intermédiaire.

Là encore, nous n'avons pas pu évaluer les taux d'éruptions de ces phases compte-tenu de l'érosion qui a été intensive et favorisée par la nature fragmentée des laves.

2.3. L'arc récent

La mise en place d'accidents tectoniques transverses à l'arc au sud de l'île, provoquant la formation du graben du Lamentin et l'éruption de la dacite à grenat, a marqué une période de récession du volcanisme, favorisant la sédimentation de tuffites azoïques au nord des chaînes volcaniques précédemment édifiées (Westercamp *et al*, 1989). Après 1 Ma, l'activité volcanique reprend 25 km plus au nord, sur le rebord septentrional de la chaîne Vauclin-Pitault (Figure VI-2).

2.3.1. Le Morne Jacob

Des hyaloclastites basaltiques laissent rapidement la place à des coulées de lave massive à affinité tholéiitique (Plg + CPx + Ol), qui construisent le volcan bouclier initial du Morne Jacob de 5.5 à 4 Ma (J1, Figures VI-1 et VI-2d).

Après environ 900 kyr sans activité apparente, de nouvelles laves andésitiques plus porphyriques (Plg + CPx + OPx) s'écoulent sur le bouclier initial entre 3.5 et 2.3 Ma (J2a). Cette accumulation de laves au-dessus d'un substratum instable fracturé provoque un étalement gravitaire du volcan. Son flanc nord se déplace donc lentement et une dépression se forme au centre du volcan. La perte de charge provoque l'éruption de nouveau matériel plus dense, donc plus basique, au centre de la dépression et sur les flancs, entre 2.1 et 1.5 Ma (J2b, Figures VI-1 et VI-2f).

Au total, les laves du Morne Jacob affleurent aujourd'hui sur 242 km², mais on considère qu'une grande partie des dépôts se trouve également sous le Complexe du Carbet et la Montagne Pelée, ce qui représente donc une surface totale de plus de 355 km².

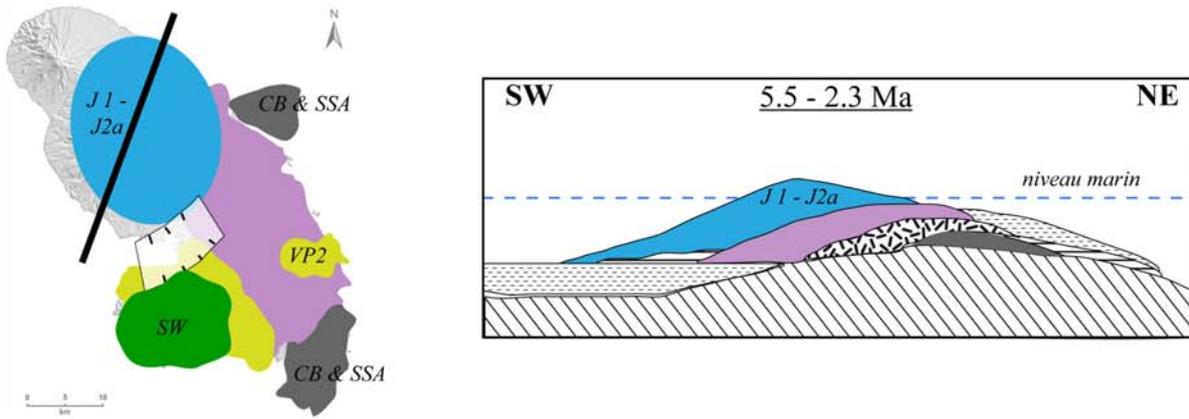


Figure VI-2d
Carte et coupe schématiques des dépôts des phases 1 et 2a du Morne Jacob, mis en place entre 5.5 et 2.3 Ma.

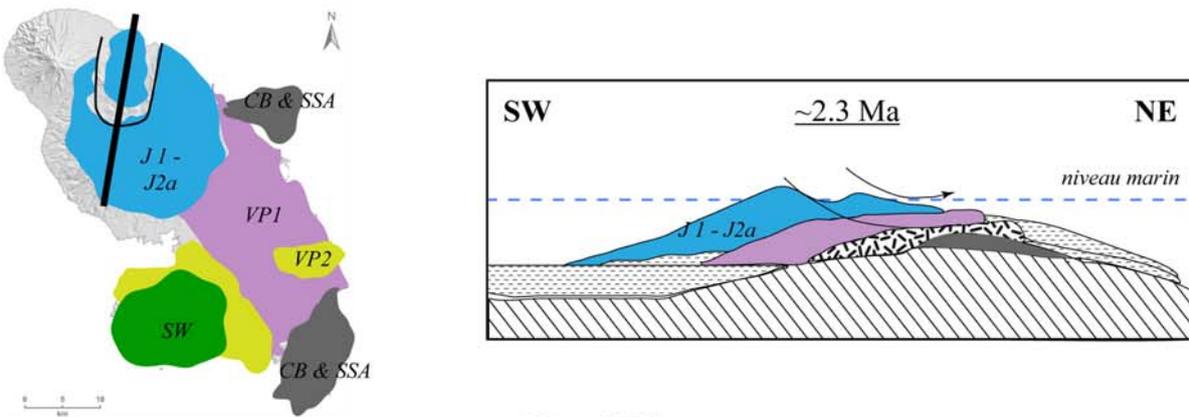


Figure VI-2e
Schémas du processus de creeping qui a eu lieu dès 2.3 Ma

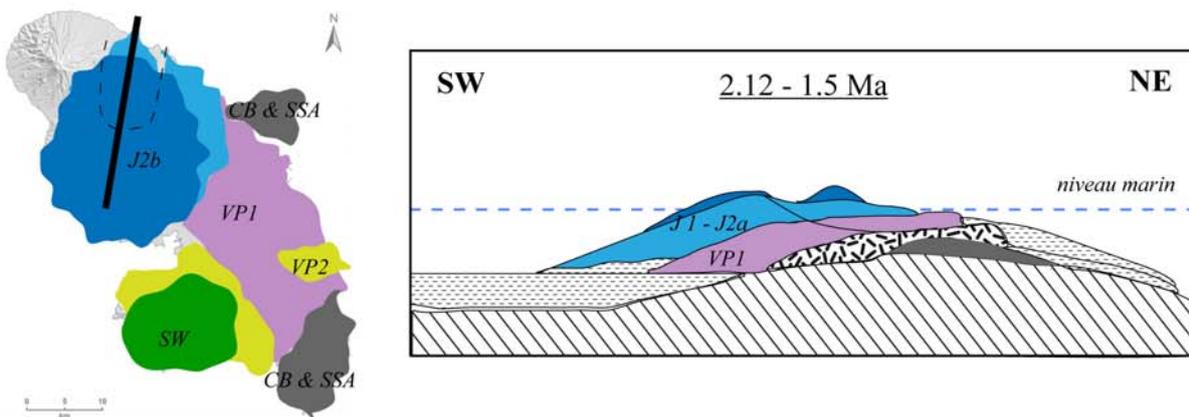
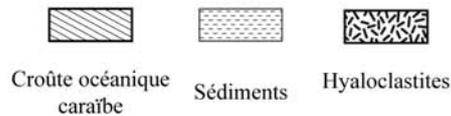


Figure VI-2f
Carte et coupe schématiques des dépôts de la phase 2b du Morne Jacob, mis en place entre 2.12 et 1.5 Ma.



2.3.2. Le volcanisme de Trois Ilets

Vers 2.4 Ma, dès le début de la deuxième phase de construction du Morne Jacob, l'activité volcanique reprend également au sud, à l'extrémité ouest de la presqu'île de Trois Ilets. Là, durant un peu plus d'un million d'années, des volcans monogéniques se mettent en place, alternant éruptions explosives et effusives, depuis des basaltes jusqu'aux andésites, entre 2.36 ± 0.03 et 1.17 ± 0.02 Ma (TI, Figure VI-2g). Puis, l'activité s'achève dans cette région entre 617 ± 52 et 346 ± 27 ka par l'éruption de dômes andésitiques et cônes stromboliens, alignés le long d'un accident NW-SE (Figure VI-2g).

Les dynamismes éruptifs sont variés, et la pétrographie des laves révèle que des mélanges magmatiques ont eu lieu au niveau des réservoirs superficiels lors de réalimentations basaltiques et de brassages mécaniques périodiques. Les assemblages minéralogiques sont instables et les laves hétérogènes, avec, entre autres, des amphiboles, biotites, quartz et grenat. Les dépôts volcaniques couvrent une surface de 33 km^2 , mais l'existence de volcans essentiellement monogéniques rend difficile l'estimation de leurs durées respectives d'activité et donc leurs taux d'éruption.

2.3.3. Le Complexe du Carbet

Dès 1 Ma, l'activité volcanique est simultanée entre Trois Ilets au sud, et le Complexe du Carbet ainsi que celui du Mont Conil au nord. En effet, des dômes et coulées de laves se mettent en place sur le flanc occidental du Morne Jacob, au niveau d'évents éruptifs ouverts le long de la dépression formée par le glissement du bouclier vers le nord-est. Un édifice andésitique (Carbet ancien) se construit donc entre 1 Ma et 600 ka, avant d'être partiellement affecté par un effondrement de son flanc ouest vers 340 ka (Figure VI-2g et 2h). Cet

évènement est immédiatement suivi de l'extrusion dans la dépression de plusieurs dômes de lave extrêmement visqueuse à 333 ± 6 ka, que l'on a nommés les Pitons du Carbet s.s. (Figure VI-2i), et qui se distinguent facilement des laves précédentes par l'apparition de biotite dans l'assemblage minéralogique (Plg + OPx + CPx + Qz + Amp). Comme pour les laves de Trois Ilets, les roches du Complexe du Carbet présentent, indépendamment de leur âge de mise en place, des évidences de mélange magmatique (enclaves, xénocristaux de quartz). En prenant en compte la surface couverte par les coulées et dômes de laves, ainsi que par les dépôts de nuées ardentes et d'avalanche de débris, le Complexe du Carbet s'étend à terre sur 113 km^2 . Il semblerait toutefois qu'aucun dépôt d'avalanche de débris ne soit enregistré en mer, à moins qu'ils ne soient totalement masqués par le recouvrement sédimentaire (Boudon *et al.*, 2007). Si l'avalanche de débris s'est mise en place vers 333 ka, on peut estimer l'épaisseur des sédiments recouvrant ce dépôt entre 13 et 66 m, compte-tenu des taux de sédimentation dans le bassin de Grenade estimés entre 4 et 20 cm / kyr (Reid *et al.*, 1996).

2.3.4. Le Complexe du Conil et la Montagne Pelée

A l'extrémité orientale de l'île, un autre complexe a été actif dès 550 ka. Là, des andésites à Plg + Amp \pm CPx \pm (OPx + Ol) construisent un cône entre 550 et 350 ka (Figure VI-2h). Puis, entre 210 et 190 ka, une fissure s'ouvre sur le flanc nord du volcan et des dômes se mettent en place, ainsi que des coulées de lave s'étalant vers le nord.

Ultérieurement, plusieurs dômes se mettent en place près du sommet du Complexe du Conil, ainsi que des coulées autobréchifiées (Boudon *et al.*, 2005), formant ainsi le premier cône de la Montagne Pelée. Puis, un effondrement du flanc ouest (évènement du Prêcheur) détruit environ 25 km^3 de l'ensemble Conil – Pelée et une immense avalanche de débris se dépose en mer sur 1100 km^2 (soit l'équivalent de la surface de l'île), jusqu'à 70 km

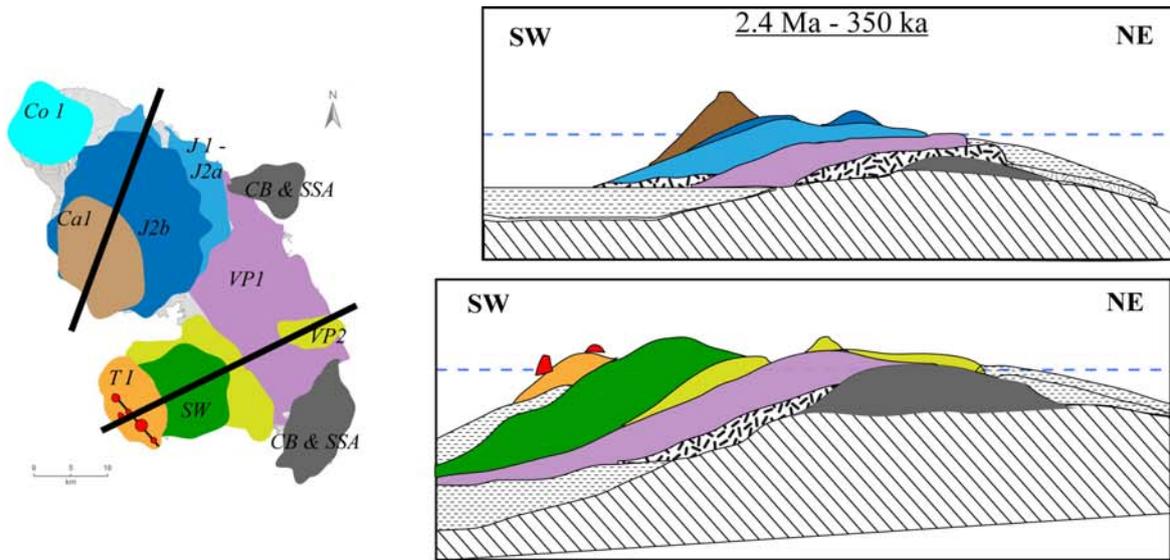


Figure VI-2g

Carte et coupe schématiques des dépôts de Trois Ilets, du Complexe du Carbet et du Mont Conil, mis en place entre 2.4 et 350 ka

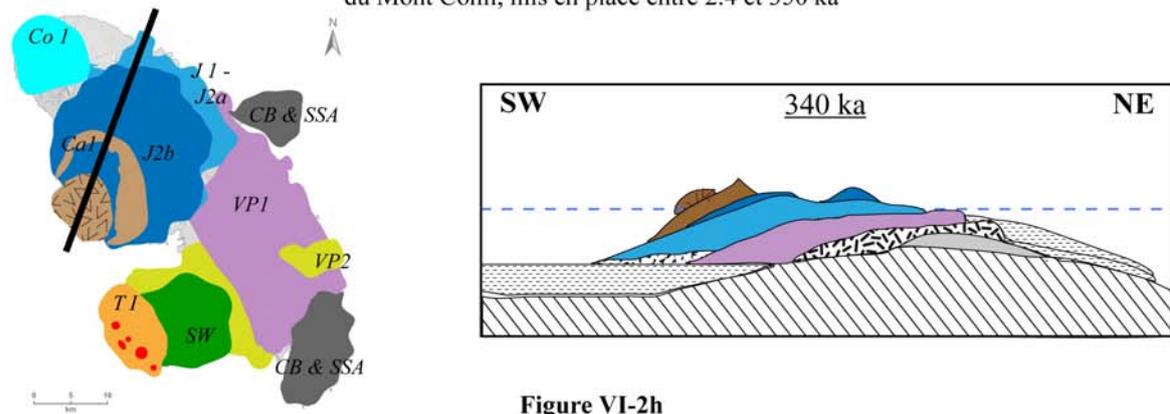


Figure VI-2h

Schéma de l'effondrement de flanc qui a affecté le Carbet ancien vers 340 ka.

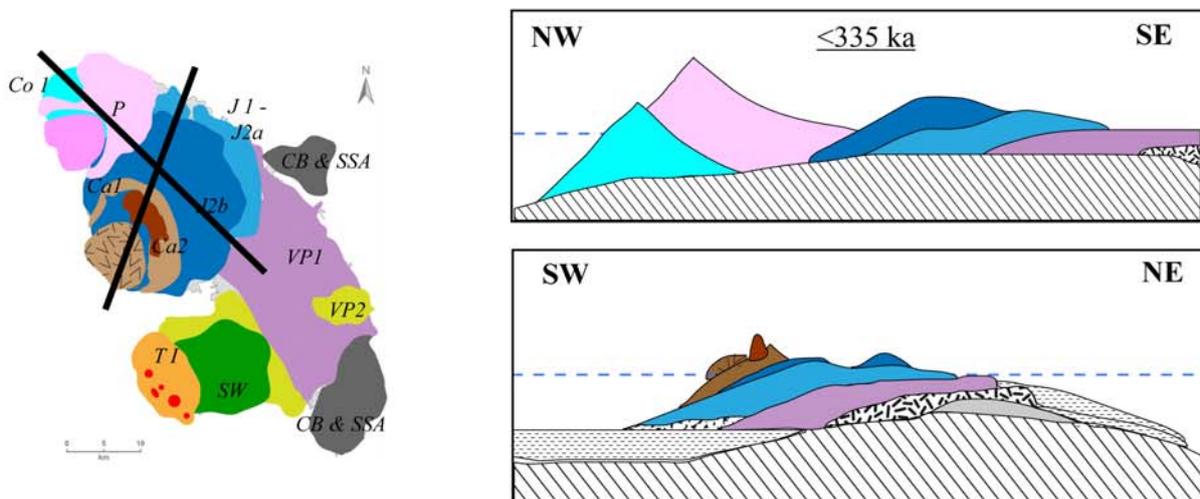


Figure VI-2i

Carte et coupe schématiques des Pitons du Carbet (335 ka) et du complexe Conil-Pelée depuis 200 ka.

D'après l'épaisseur de la couverture sédimentaire sur ce dépôt (15 à 30 m), Le Friant *et al.* (2003) proposent un âge minimum de 100 ka pour cet évènement.

Ensuite, un nouveau cône constitué de dômes, de coulées de laves et de brèches s'édifie entre 100 et 25 ka (Le Friant *et al.*, 2003 ; Boudon *et al.*, 2005). Ces écoulements recouvrent la majorité du secteur N-NE et comblent en partie la dépression. A 25 ka un nouvel effondrement de flanc (évènement de Saint Pierre) déstabilise 13 km^3 de l'édifice et produit un dépôt d'avalanche de débris de 700 km^2 au large des côtes caraïbes (Le Friant *et al.*, 2003). Des éruptions type Saint Vincent s'écoulent à nouveau dans la dépression et sur les flancs externes préservés (Le Friant *et al.*, 2003). Enfin vers 9 ka, environ 2 km^3 de matériel sont à nouveau déstabilisés par un effondrement de flanc. Les produits des éruptions suivantes de la Pelée ont été canalisés le long des rebords de chaque structure d'effondrement et sur les flancs nord et nord-est.

2.4. Taux de construction

Compte-tenu de l'érosion qui a affecté l'ensemble de l'île depuis 25 Ma, sous climat tropical humide, il nous est impossible de calculer des volumes et des taux d'éruption pour les parties les plus anciennes. En revanche, nous avons pu reconstruire les paléo-topographies des édifices Plio-Pléistocènes, à différentes phases de construction, en utilisant des calculs de SIG (systèmes d'information géographique) sur le logiciel ArcGIS 9.1 (ESRI[©]). Afin d'utiliser de tels calculs, nous avons transformé les pixels du modèle numérique de terrain (MNT) en points afin d'extraire les valeurs d'altitude, pente et direction de pente.

La méthode que nous avons choisie pour la plupart de nos reconstructions est une interpolation locale polynomiale (ILP). Ce type de calcul permet d'ajuster plusieurs polynômes, chacun à partir de ses proches voisins. La taille de la zone de recherche et le

nombre de secteurs à l'intérieur de celle-ci peuvent être ajustés, tout comme le nombre maximum et minimum de points à prendre en compte. Ceci permet de produire des surfaces qui prennent en compte les variations locales, car il est évident que les éléments qui sont géographiquement proches sont plus équivalents entre eux que les points plus éloignés, ou que l'ensemble des points. Il est donc possible de choisir quel poids donner aux attributs des points en fonction de leur distance à la zone de recherche. Ainsi, plus un point est éloigné du centre de la zone de recherche, plus son influence sur le calcul diminue. D'autre part, si les contrastes d'attribut (altitude, direction et pendage de pente...) sont importants, on peut diviser la zone de recherche en 4 à 8 secteurs afin que les valeurs extrêmes soient moyennées sur chaque secteur et non pas sur la zone entière. Ainsi, le point situé au centre de la zone de recherche recevra la contribution des valeurs estimées pour chaque secteur. Le calcul est effectué pour tous les points d'une grille, et optimisé par itération. L'avantage est de pouvoir visualiser la surface créée en fonction des paramètres choisis et de faire varier ceux-ci jusqu'à obtenir un résultat le plus réaliste possible. Des surfaces en trois dimensions ont donc été ainsi obtenues successivement pour chaque phase de construction, servant de surface de base pour les phases suivantes. Les taux de construction obtenus en divisant le volume estimé par la durée d'activité du complexe sont des taux minimum car ils ne concernent que les parties émergées de l'île.

2.4.1. Le Morne Jacob

Afin de reconstruire le volcan bouclier tel qu'il était à la fin de la première phase, nous sommes partis du principe que les laves de la seconde phase ont fossilisé la surface précédente. Nous avons donc extrait les points du MNT situés le long de la limite entre les laves du Jacob 1 et celles du Jacob 2. Puis, afin d'obtenir la forme d'un bouclier et l'altitude approximative de son sommet, nous avons sélectionné les points situés sur les lignes de crêtes

des bassins versants. En effet, nous avons considéré que les crêtes pouvaient représenter la surface minimale des coulées de lave après érosion. A partir de cette couche de points, possédant des valeurs d'altitude, de pente et de direction de plus grande pente, nous avons effectué une interpolation locale polynomiale, utilisant une zone de recherche circulaire, divisée en 8 secteurs incluant entre 10 et 2200 points. La surface ainsi créée (Figure VI-3a) représente un bouclier allongé, d'une surface d'environ 493 km², avec rayon compris entre 10 et 15 km. Ses valeurs d'altitudes maximale et moyenne sont de 509 et 204 m respectivement. Son volume au dessus du niveau marin, calculé en multipliant l'altitude moyenne par la surface, est donc de 100 km³. Si l'on calcule ce volume en assimilant le Jacob 1 à un demi-ellipsoïde, son volume serait de 120 km³ ($1/2 \pi \times \text{alt} \times \text{petit rayon} \times \text{grand rayon}$). D'après nos âges K-Ar, nous avons estimé la mise en place de ce volcan entre 5.5 et 4 Ma, soit durant 1.5 Myr, ce qui nous permet d'estimer un taux de construction minimal de 0.066 km³/kyr.

Nous avons procédé de la même manière pour reconstruire le Jacob 2, c'est-à-dire en sélectionnant les points situés le long de la bordure entre les coulées de lave du Jacob 2 et les unités volcaniques ultérieures l'ayant en partie recouvert. A ces points, nous avons ajouté les points des crêtes les plus représentatives des anciens flancs du volcan. Le bouclier ainsi obtenu (Figure VI-3b) a une surface de 386 km² et une altitude maximale de 710 m au dessus du niveau de la mer. Avec une altitude moyenne de 289 m au dessus du niveau marin, nous calculons un volume de 110 km³. Or, les laves du Jacob 2 se sont mises en place au-dessus du premier bouclier, il faut donc soustraire les deux MNT créés afin d'avoir le volume réel du Jacob 2. La surface réellement couverte par le Jacob 2 est donc de 360 km², et les coulées ont une épaisseur moyenne de 40 m, équivalente à celle observée sur le terrain, soit un volume total du Jacob 2 (au dessus du Jacob 1) de 15 km³. Avec une durée d'activité de 2 Myr, nous calculons un taux de construction de 0.007 km³/kyr.

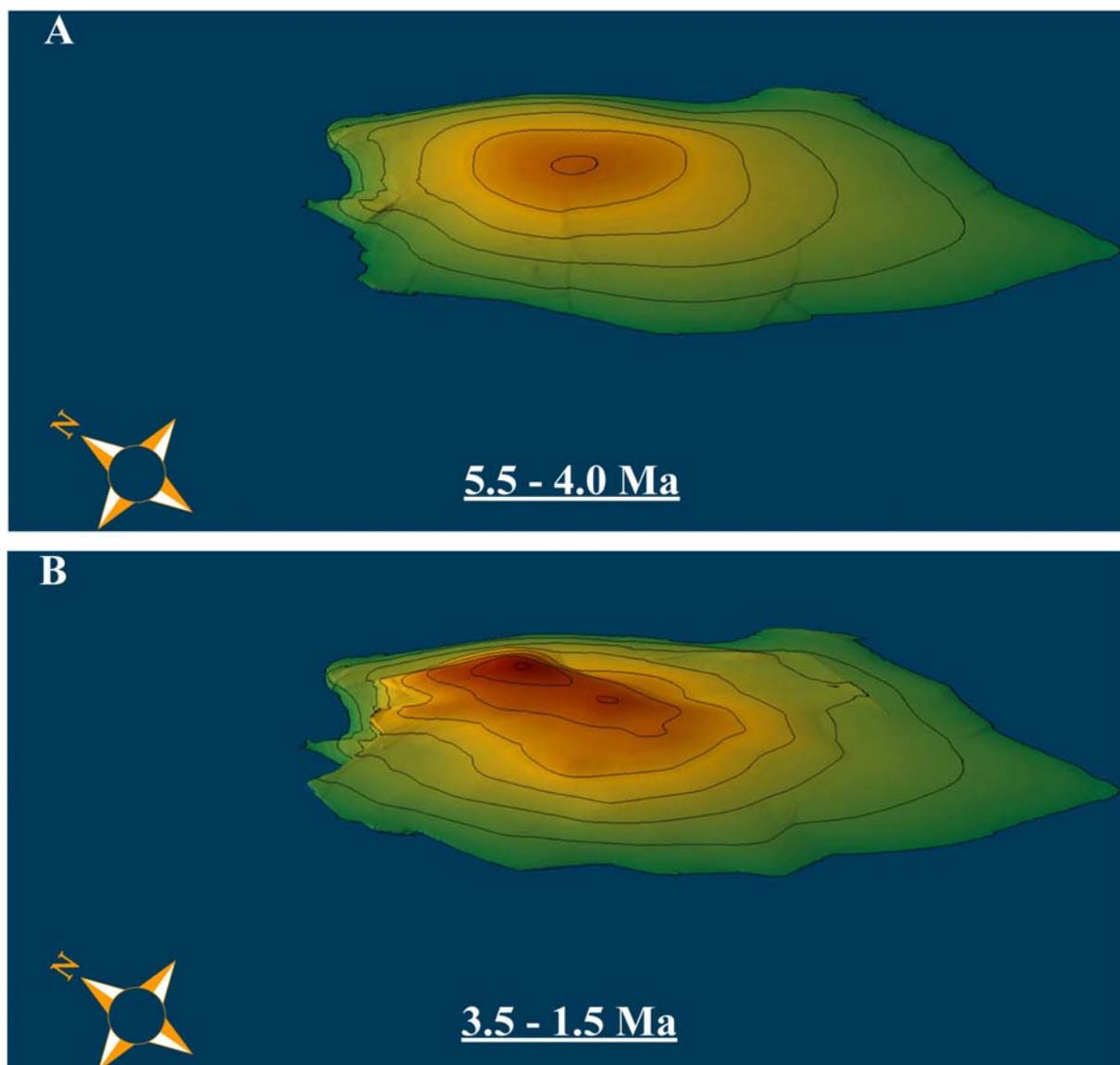


Figure VI-3

Reconstruction du volcan bouclier du Morne Jacob

2.4.2. Le Complexe du Carbet

Le Complexe du Carbet est principalement constitué de dômes, et, ayant été démantelé en partie par un effondrement de flanc vers 335 ka (Boudon *et al.*, 2007 ; Samper *et al.*, 2008), peu d'éléments de la phase ancienne sont conservés au centre du massif. En revanche, de grandes coulées de lave et de ponce affleurent au sud, et leurs surfaces structurales sont bien conservées. Afin de reconstruire le Carbet ancien, nous avons donc utilisé les points du

MNT appartenant à ces coulées, ainsi que ceux des dômes les mieux conservés, c'est-à-dire ceux situés en périphérie de la cicatrice. Après une ILP, nous obtenons un édifice couvrant une surface de 177 km^2 , d'une altitude maximale de 851 m, et 287 m en moyenne au dessus du niveau de la mer. Nous calculons donc un volume de 50 km^3 par rapport à une surface basale horizontale située à l'altitude 0. Le volume réel du Carbet ancien c'est-à-dire au dessus du Jacob 2 (Figure VI-3c), est de 5 km^3 , soit une épaisseur moyenne de 30 m sur une surface de 158 km^2 mis en place durant 400 kyr avec un taux de construction minimal de $0.012 \text{ km}^3/\text{kyr}$.

Les Pitons du Carbet s.s. sont des dômes de lave très visqueuse (andésite riche en phénocristaux) que l'on apparente à des aiguilles, qui se sont mis en place sous forme de pistons. On peut donc se demander jusqu'à quelle profondeur s'enracinent-ils. En effet, faut-il calculer seulement leur volume à l'affleurement (i.e., au-dessus de la loupe de glissement) ou doit-on envisager leur volume total au-dessus du niveau de la mer (à défaut de la réelle profondeur de leur racine) ? Nous avons dans un premier temps reconstruit la surface qui pourrait passer le mieux par leur base. Pour cela, nous avons extrait du MNT les points limitant l'étendue des Pitons s.s. et des coulées de lave qui y sont associées. Nous avons utilisé un calcul de distance inverse en $1/r^2$. Ceci signifie que le poids des points utilisés pour estimer une valeur inconnue diminue avec la distance au centre de la zone de recherche. On peut considérer que les Pitons ont conservé leur forme originelle et donc utiliser le MNT actuel pour calculer leur volume au dessus de cette surface de référence (Figure VI-3d). L'emprise utilisée est donc le contour réel de l'unité géologique correspondant aux Pitons s.s., soit une aire de 163 km^2 . L'altitude moyenne est de 112 m au-dessus de la base de référence, soit un volume de 2 km^3 , alors que l'on estime à 10 km^3 leur volume au-dessus du niveau de la mer. On voit donc que le taux de construction minimal qui en découle peut être multiplié

par 5. Il est donc nécessaire d'estimer au mieux les conditions de l'éruption des Pitons du Carbet immédiatement après l'effondrement de flanc.

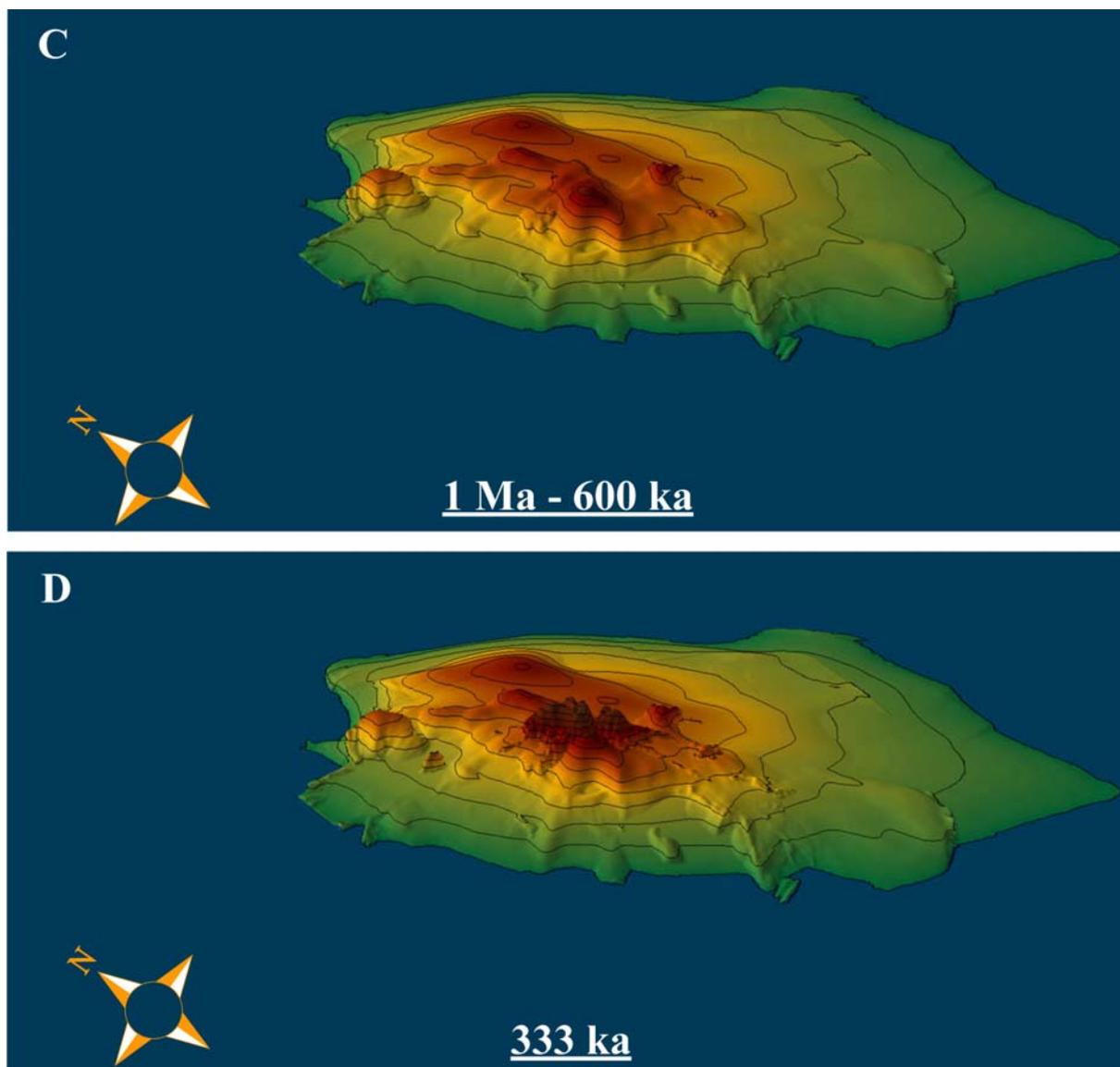


Figure VI-3 (suite)

Reconstruction du Complexe du Carbet

2.4.3. Le Complexe du Conil

Le Complexe du Conil est le volcan qui précède la construction de la Montagne Pelée. Bien qu'il n'affleure que sur un secteur représenté par un quart de cercle, ses morphologies sont bien conservées et nous l'avons assimilé à un cône. Nous avons utilisé les points du

MNT alignés sur des lignes de crêtes représentant au mieux la topographie originelle du volcan. A partir de ces points, nous avons reconstitué des profils d'altitude en fonction de la distance, et nous les avons lissés avec des courbes de Bézier, leur donnant une forme concave respectant au mieux l'aspect réel de l'édifice. Ceci nous permet d'extrapoler le profil jusqu'à un sommet probable que l'on assimile au centre éruptif de l'édifice. Nous pouvons donc reproduire ce profil selon une symétrie de révolution ou une matrice de points ayant pour centre le sommet ainsi prédit. Ce sont les points de cette matrice qui sont utilisés dans le calcul selon une ILP. Le cône reconstitué (Figure VI-3e) possède une surface basale de 150 km² à l'altitude 0, avec un rayon de 7 km et une altitude maximale en son centre de 1167 m. Avec une altitude moyenne de 279 m, nous estimons le volume du cône au dessus du niveau de la mer à 42 km³. La méthode utilisée ici a donc l'avantage de calculer le volume réel de l'édifice reconstruit car si l'on utilise les caractéristiques d'un cône parfait, nous obtenons un volume de 57 km³.

Nous avons ensuite reconstruit les dômes et coulées qui se sont construit sur le flanc nord du Mont Conil entre 210 et 190 ka. Pour cela, les points du MNT alignés le long des crêtes de bassins versants ont été intégrés dans un calcul de distance inverse. L'emprise de ce nouveau MNT est un polygone entourant l'unité géologique correspondante, soit une surface de 8 km². Un volume de 1.3 km³ est calculé en faisant la différence des deux MNT (soit une différence d'altitude de 151 m).

Nous estimons donc à 44 km³ le volume du Complexe du Conil avant l'édification de la Montagne Pelée (Figure VI-3e), et avant tout évènement d'effondrement de flanc, et ainsi un taux de construction moyen de 0.2 km³/kyr pour l'ensemble du complexe.

Grâce à un programme utilisant le logiciel LabVIEW (National Instruments) en cours de développement par P. Lahitte, il nous a été possible de reconstruire le cône de la Montagne Pelée à différentes phases de construction. Ce programme permet de sélectionner les points du

MNT correspondant à différences unités géologiques, auxquels nous avons supprimés tous les points à flanc et fond de vallées afin de ne travailler que sur des surfaces structurales. Chaque édifice est assimilé à un cône, et le programme extrapole le meilleur profil de pente passant par les surfaces structurales sélectionnée, jusqu'à un sommet le plus probable, dont le programme estime la position et l'altitude. Un autre outil de ce programme permet la sélection de points secteurs par secteurs, ce qui présente l'avantage de reconstruire indépendamment les dépôts volcaniques situés à l'intérieur et à l'extérieur des structures d'effondrement. En première approximation, en ne tenant pas compte de l'érosion ni des successifs effondrements du flanc ouest, nous estimons à 18 km³ le volume des dépôts situés à l'extérieur de la cicatrice et recouvrant l'ensemble des autres complexes. Si l'on reconstruit les dépôts volcaniques situés dans la dépression formée par les trois effondrements de flanc, on calcule un volume de quelques dizaines de km³. Bien évidemment, de prochaines études en cours nous permettront de prendre en compte les trois évènements qui ont déstabilisé 25, 13 et 2 km³ de matériel à 100, 25 et 9 ka.

Table VI-1 : Volumes et taux de construction calculés pour les édifices reconstruits

	Surface (km ²)	Altitude moy (m)	Volume (km ³)	Durée d'activité (kyr)	Taux d'éruption (km ³ /kyr)
<u>Morne Jacob</u>	502	-	114	3500	0.032
Phase 1	493	204	100	1500	0.066
Phase 2 (a.n.m.)	386	290	112	-	-
Phase 2 (sur J1)	360	40	14	2000	0.007
<u>Complexe du Carbet</u>	177	-	7 - 15	420	0.016 – 0.035
Carbet ancien (a.n.m.)	177	287	50	-	-
Carbet (sur Jacob).	160	30	5	400	0.012
Pitons s.s. (a.n.m.)	163	632	10	20	0.5
Pitons s.s. (sur base)	163	112	2	20	0.100
<u>Complexe du Conil</u>	150	-	44	220	0.200
Conil 1	150	279	42	200	0.210
Conil 2	8	151	1.3	20	0.065
<u>Montagne Pelée</u>	266		~20	190	0.105
NORD MARTINIQUE	687	273	188	5500	0.034

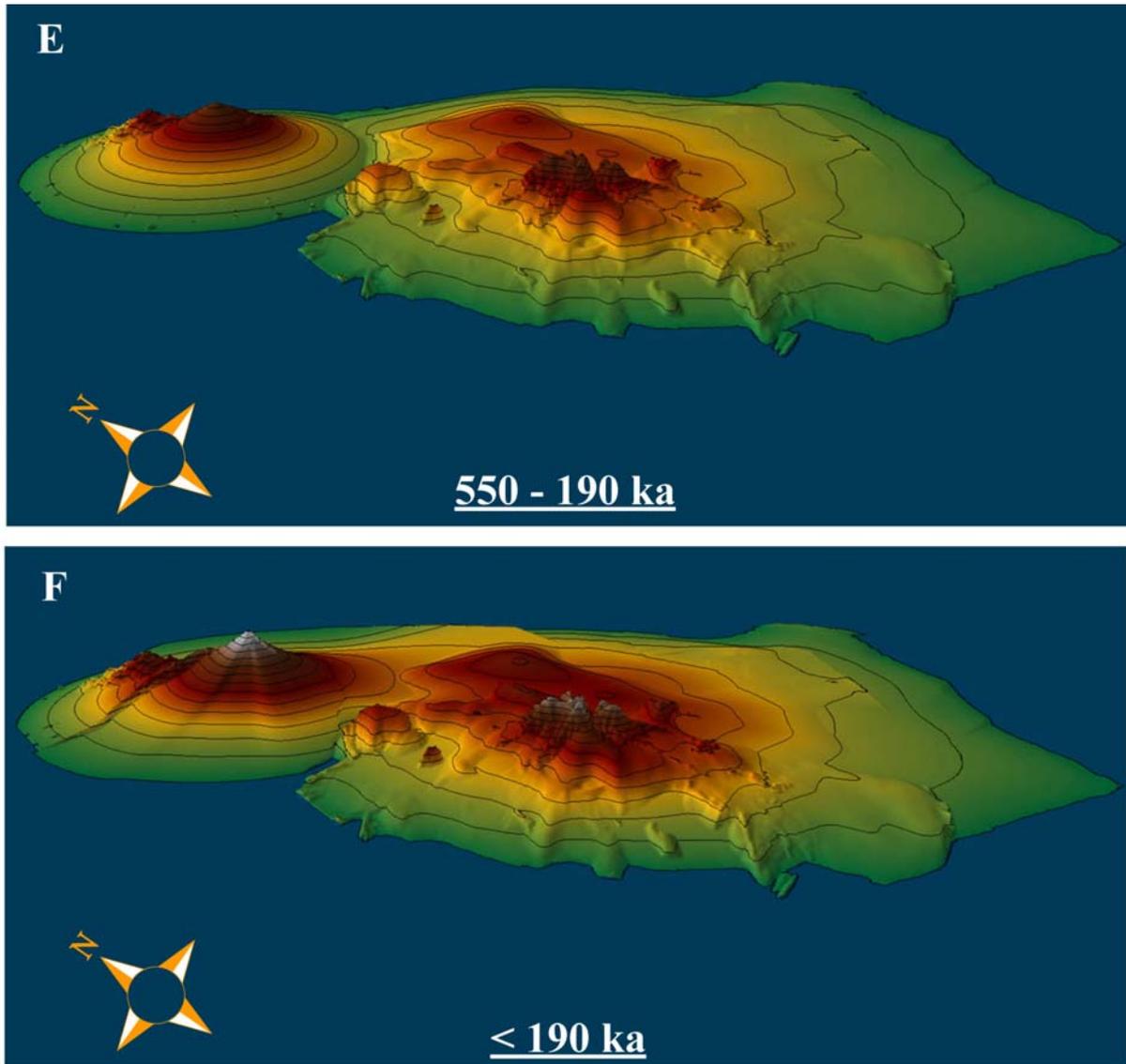


Figure VI-3 (suite)

Reconstruction du Complexe du Conil et de la Montagne Pelée

2.4.4. Conclusions et perspectives sur la géomorphologie des édifices

Les taux de construction minimum calculés pour les édifices Plio-Pléistocènes du nord de la Martinique varient de 0.007 à 0.5 km³/kyr, avec une moyenne à 0.034 km³/kyr, et sont comparables aux taux d'éruption calculés pour le sud de l'île de Basse Terre en Guadeloupe (Table VI-2 ; Samper *et al.*, 2007) ou South Soufrière Hills à Montserrat (Table VI-2 ; Harford *et al.*, 2002). Ces taux sont équivalents à ceux de l'activité volcanique persistante des volcans des Cascades (Hildreth et Lanphere, 1994 ; Hildreth *et al.*, 2003), où le taux de

convergence est toutefois deux fois plus élevé. Cette activité persistante caractérise les phases où l'activité n'est pas totalement interrompue entre les phases de construction de stratocone.

Les volumes calculés dans cette étude préliminaire intègrent l'ensemble du volume de l'édifice reconstruit et toute la durée de son activité. Les taux d'éruption qui en découlent reflètent donc l'activité moyenne du complexe volcanique pendant toute son activité, en faisant abstraction des volumes érodés ou déstabilisés. Il est donc nécessaire d'étudier plus en détail les structures d'effondrement et les loupes de glissement pour contraindre quantitativement l'effondrement du Complexe du Carbet et calculer les différents volumes de la Montagne Pelée. Toutefois, nous avons pu mettre en évidence une augmentation du taux d'éruption entre les deux phases du Complexe du Carbet, mettant en avant l'importance de telles études pour la mitigation des risques éruptifs liés aux effondrements de flanc.

D'autre part, pour l'ensemble des complexes reconstruits, il conviendra de prendre en compte l'érosion chimique et physique telle qu'elle a été estimée par Rad *et al.* (2006 ; 2007). L'érosion chimique met en jeu des réactions d'hydrolyse pour l'essentiel et le taux de dénudation qui en découle a été estimé à 137 t/km²/an pour la Martinique (Rad *et al.*, 2006). L'érosion physique, fortement dépendante de la nature des roches et du climat, peut être mesurée en faisant un bilan de masse entre fraction dissoute et solide et la roche mère. Rad *et al.* (2006) proposent un taux d'altération physique de 2150 t/km²/an pour la Martinique. De plus, les effondrements de flanc et phénomènes de creeping qui peuvent avoir lieu sur les édifices volcaniques de la Martinique produisent des dépressions qui concentrent les processus érosifs à leurs limites. Une estimation des volumes effondrés et déplacés par ces phénomènes devra donc être systématiquement réalisée à chaque étape de reconstruction.

Table VI-2 : Comparaison des volumes, durées et des taux d'éruption en relation avec le contexte géodynamique.

	Taux de convergence (mm/an)	Volume (km ³)	Durée d'activité (kyr)	Taux d'éruption (km ³ /kyr)	<i>References</i>
ALEOUTIENNES	66-73	7350	3,5 Ma	2,2	<i>Crisp (1984)</i>
Ile de Seguam		77	318-0	0,07-1,18	<i>Jicha et Singer (2006)</i>
Katmai cluster		179	292	0,61	<i>Hildreth et al. (2003)</i>
<i>Mt Katmai</i>		70	89	0,79	
<i>Mt Mageik</i>		30	93	0,33	
<i>Mt Griggs</i>		35	50	0,3	
PETITES ANTILLES	20	285	100	2,8	<i>Crisp (1984)</i>
Nord Martinique		188	5.5 Ma	0.034	<i>Cette étude</i>
Basse Terre de Guadeloupe			1800	0,18	<i>Samper et al. (2007)</i>
<i>Chaîne Axiale (1,02 – 0,64 Ma)</i>		180	380	0,45	
<i>Volcan de Grande découverte</i>		16	250	0.006	
<i>Complexe Trois Rivières-Madeleine</i>		2,4	100	0.002	
<i>Chaîne volcanique Grande Découverte 1 (250 – 70 ka)</i>		13,7	180	0.007	
<i>Chaîne volcanique Grande Découverte 2 (70 ka - present)</i>		4,7	70	0.007	
Montserrat					<i>Harford et al. (2002)</i>
<i>South Soufrière Hills</i>		26	170	0,15	
AMERIQUE CENTRALE	20-50	870	0,4 Ma	2,2	<i>Crisp (1984)</i>
Tequila Volcanic Field (Mex.)		128 ± 22	< 1Ma	0,13	<i>Lewis-Kenedi et al. (2005)</i>
CASCADES	45	1900	2 Ma	0,95	<i>Crisp (1984)</i>
Mt Adams (moyenne)	45	231	940	0,25-0,4	<i>Hildreth et Lanphere (1994)</i>
<i>(stratocone)</i>		200	520	0,4-0,7	
<i>(activité continue)</i>				0,05-0,1	
Mt Baker (moyenne)	45	161 ± 56	1300	0,17-0,43	<i>Hildreth et al. (2003)</i>
<i>(stratocone)</i>		15	43	0,3	
<i>(activité continue)</i>				0,02-0,07	

3. Evolution spatiale

3.1. Migration des centres éruptifs

Comme nous l'avons souligné dans les chapitres précédents, le front volcanique a sauté de plusieurs kilomètres vers l'ouest au cours du Miocène dans la moitié nord des Petites Antilles, alors qu'il s'est déplacé de façon progressive en Martinique.

En effet, l'arc ancien a été actif en Martinique entre 25 et 21 Ma, puis le front volcanique s'est déplacé de 10 km vers l'ouest où s'est édifiée la chaîne Vauclin-Pitault entre 16 et 8 Ma, soit à une vitesse de 0.8 à 1.1 km / Myr (Figure VI-2a et 2b). Ces valeurs concernant les migrations perpendiculaires à l'arc sont en accord avec celles proposées par Wadge (1986) pour l'ensemble de l'arc des Petites Antilles (1 km / Myr) et par Harford *et al.* (2002) pour Montserrat (2 km / Myr). La migration et le saut du front volcanique dans la moitié nord sont expliqués en partie par la présence de rides en subduction sur le plancher océanique aplatissant le slab et ralentissant certainement son enfoncement (Chapitre IV). Ainsi, un nouveau front volcanique tend à s'édifier sur les flancs arrière-arc du précédent.

Au cours du Miocène Terminal, entre 10 et 7 Ma, l'activité volcanique a oscillé d'est en ouest sur 25 km, soit à une vitesse d'environ 6 km / Myr. Ces oscillations s'expliquent par la mise en place des accidents transverses à l'arc facilitant les remontées de magmas, et pouvant être liés à la subduction de la ride de Sainte Lucie. Entre 7 et 5.5 Ma, le Morne Jacob commence à se construire 25 km plus au nord, ce qui correspond à une vitesse de migration de l'ordre de 16 km / Myr. Cette vitesse est équivalente à la migration parallèle à l'arc qui a eu lieu en Guadeloupe, mais du nord vers le sud, à un taux de 18 km / Myr (Samper *et al.*, 2007), soit deux à trois fois supérieur aux taux proposés par Wadge (1986) ou Harford *et al.*

(2002) de 4 -10 km / Myr et 6 km / Myr, respectivement pour l'ensemble de l'arc et Montserrat. Wadge (1986) propose que les oscillations progressives parallèles à l'arc, observées localement à St Kitts, St Vincent et en Guadeloupe au cours du Plio-Pléistocène, soient dues à des migrations de sources mantelliques de façon brève mais rapide, pouvant aller dans des directions opposées simultanément. Les causes de cette mobilité longitudinale dans l'alimentation des panaches mantelliques seraient liées à des variations locales des dynamismes de fusion partielle (Wadge, 1986).

Nous avons vu que dès 3 Ma, le Morne Jacob et le volcanisme de Trois Ilets sont actifs simultanément, puis c'est toute la côte Caraïbe qui est active (Trois Ilets, Complexes du Carbet et Conil-Pelée), le long de l'arc récent, soit 5 km plus à l'ouest que les derniers centres éruptifs Pliocènes. Ceci nous permet d'estimer un taux de migration de 5 km / Myr entre le début d'activité de l'arc récent, oscillant entre le nord et le sud de l'île sur les flancs occidentaux de l'arc intermédiaire, et son instauration définitive côté caraïbe.

En résumé, si l'on considère l'évolution spatio-temporelle de l'activité volcanique pour l'ensemble de l'île de la Martinique (Figure VI-4), on peut estimer à environ 2.2 km / Myr la vitesse de la migration moyenne des centres éruptifs sur 55 km du SE vers le NW durant 25 Myr.

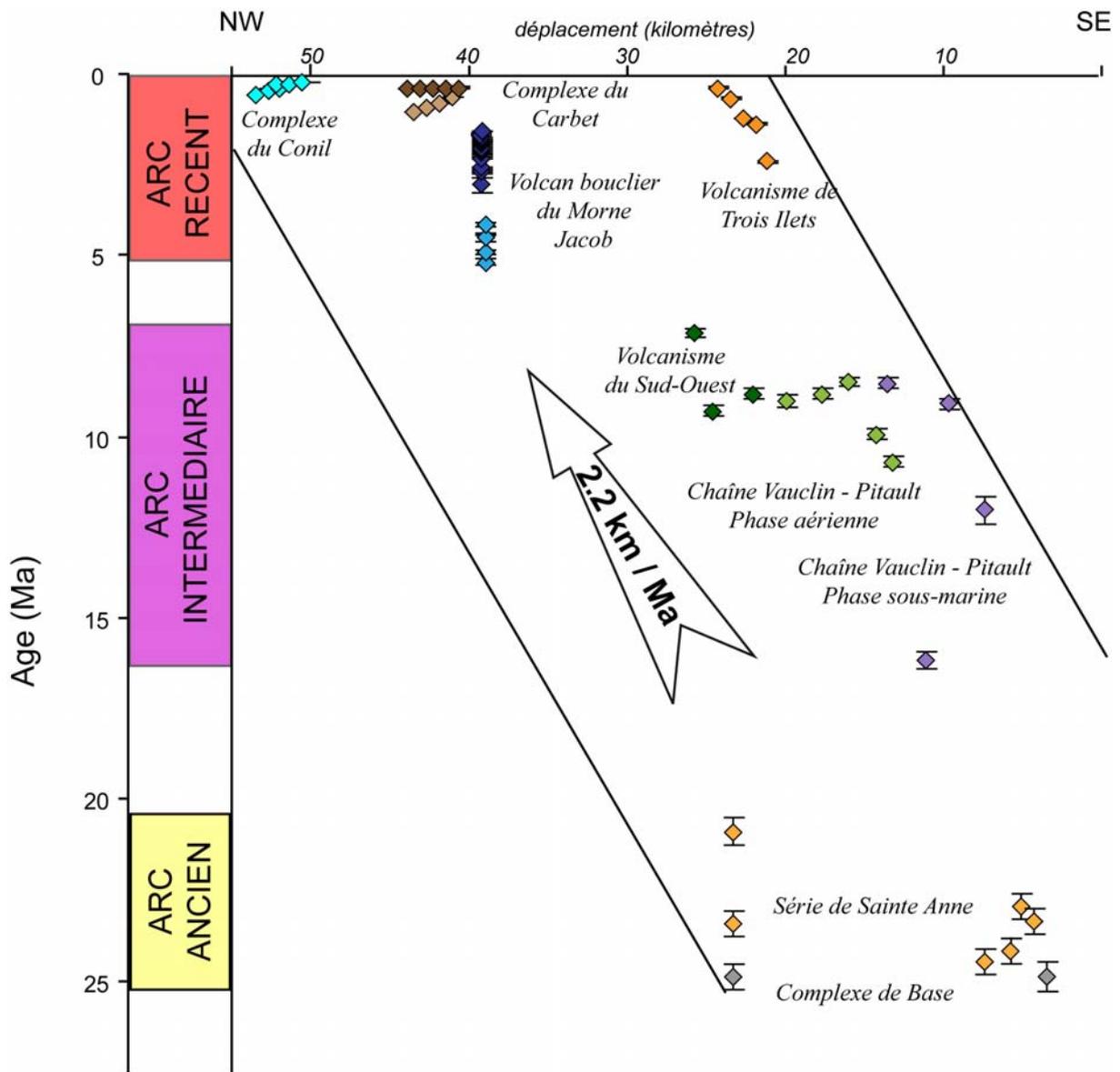


Figure VI-4

Répartition géographique et chronologique de l'activité volcanique en Martinique selon un axe SE-NW, représentant l'éloignement progressif du front volcanique vers l'arrière-arc.

3.2. Espacement des volcans actifs

Nous avons mis en évidence lors de cette étude des oscillations des centres éruptifs au cours du Miocène sur 25 km le long d'un axe EO (transverse à l'arc), puis l'activité a sauté 25 km plus au nord au Pliocène (Chapitre IV). Enfin, les trois complexes Trois Ilets – Carbet – Conil ont été actifs simultanément, séparés respectivement de 25 et 17 km.

Nous avons calculé la distance qui sépare chaque volcan actif (< 100 ka, Lindsay *et al.*, 2005) de son plus proche voisin. Ils sont séparés en moyenne de 38 km, mais ces distances varient de 3 à 130 km avec un maximum de fréquence entre 0 et 20 km (Figure VI-5 et Table VI-3). L'espacement entre les trois complexes Pléistocènes en Martinique (Trois Ilets, Carbet, Conil) au moment de leur activité simultanée (1 Ma – 340 ka) est équivalent à l'espacement moyen actuel entre les volcans actifs.

Wadge (1986) avait interprété l'espacement des volcans antillais le long du front actif comme étant la trace en surface de panaches mantelliques irrégulièrement espacés (Table VI-3). D'après ses observations, les distances les plus grandes se situent au centre de l'arc, là où la production magmatique est la plus importante, c'est-à-dire où les panaches larges de 30 km évoluent et se déplacent rapidement (Wadge, 1986).

Il faut néanmoins constater que pour l'arc des Petites Antilles, les distances les plus grandes au centre de l'arc (Soufrière Hills – La Soufrière de Guadeloupe et Montagne Pelée – Soufrière de Sainte Lucie) correspondent à la trace des rides asismiques en subduction (respectivement de Tiburon et Ste Lucie). Bouysse et Westercamp (1988) avaient proposé l'existence d'une crypto-ride sous les Grenadines, qui expliquerait entre autre la distance de 125 km qui sépare La Soufrière de St Vincent et le Kick'em Jenny.

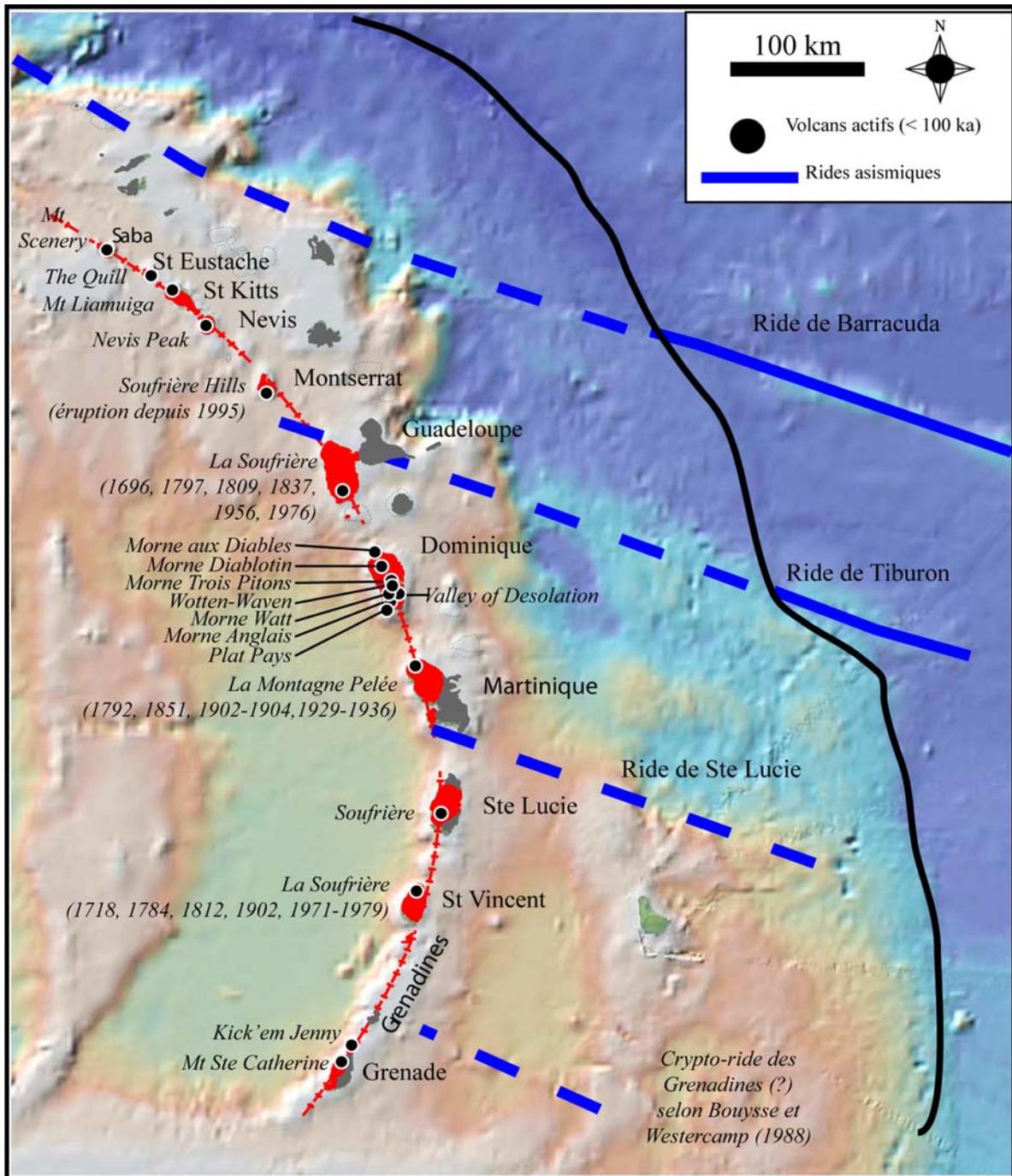


Figure VI-5

Espacement des volcans actifs des Petites Antilles (< 100 ka) et situation des rides asismiques.

Bathymétrie d'après Smith et Sandwell (1997), image GeoMapApp.

Table VI-3 : Distance séparant chaque volcan des Petites Antilles de son plus proche voisin (considérés actifs par Lindsay *et al.*, 2005) et distance entre les centres des panaches mantelliques (Wadge, 1986).

Volcans actifs (Lindsay <i>et al.</i> , 2005)	Espacement en km (cette étude)	Trace panache mantellique en km (Wadge, 1986)
Mt Scenery (Saba) - The Quill (St Eustache)	34	30
The Quill (St Eustache) - Mt Liamuiga (St Kitts)	20	39
Mt Liamuiga (St Kitts) - Nevis Peak (Nevis)	34	
Nevis Peak (Nevis) - Soufrière Hills (Montserrat)	66	
Soufrière Hills (Montserrat) - La soufrière (Guadeloupe)	91	82
La Soufrière (Guadeloupe) - Morne aux diables (Dominique)	55	
Morne aux diables (Dom.) - Morne Diablotins (Dom.)	13	
Morne Diablotins (Dom.) - Morne Trois Pitons (Dom.)	16	
Morne Trois Pitons (Dom.) - Wotten Waven (Dom.)	3	
Wotten Waven (Dom.) - Morne Watt (Dom.)	3	
Wotten Waven (Dom.) - Morne Anglais (Dom.)	4	
Morne Watt (Dom.) - Vallée de la Désolation (Dom.)	4,5	
Vallée de la Désolation (Dom.) - Morne Anglais (Dom.)	7	
Morne Anglais (Dom.) - Plat Pays (Dom.)	5	
Plat Pays (Dom.) - Montagne Pelée (Martinique)	53	91
Montagne Pelée (Martinique) - Soufrière (Ste Lucie)	110	99
Soufrière (Ste Lucie) - La Soufrière (St Vincent)	60	75
La Soufrière (St Vincent) - Kick'em Jenny	125	
Kick'em Jenny - Mt Ste Catherine (Grenade)	16	26

Cette répartition aléatoire des volcans les uns par rapport aux autres a également été observée sur d'autres arcs, où les espaces entre les volcans ou les zones actives sont régis par une loi gamma, centrée sur des distances de 10 - 30 km, ces espacements pouvant atteindre 150 km (Figure VI-6), à la fois pour les arcs insulaires ou les arcs continentaux (Bremond D'ars *et al.*, 1995 ; Tamura *et al.*, 2002). Ces zones actives seraient irrégulièrement espacées suite à la superposition de différentes pulses magmatiques causées par des instabilités gravitaires dans le manteau, elles-mêmes réparties aléatoirement en fonction des contrastes de viscosité (Bremond D'ars *et al.*, 1995). Ainsi, les panaches seront régulièrement distribués et se traduiront par des espaces plus grands pour les arcs les plus jeunes (e.g., Izu-Bonin-Marianes ou Sumatra, Bremond D'ars *et al.*, 1995). Par la suite, plus l'arc sera mature, plus l'activité deviendra soutenue, et les remontées périodiques permettront la mise en place ou l'addition de plusieurs diapirs très proches.

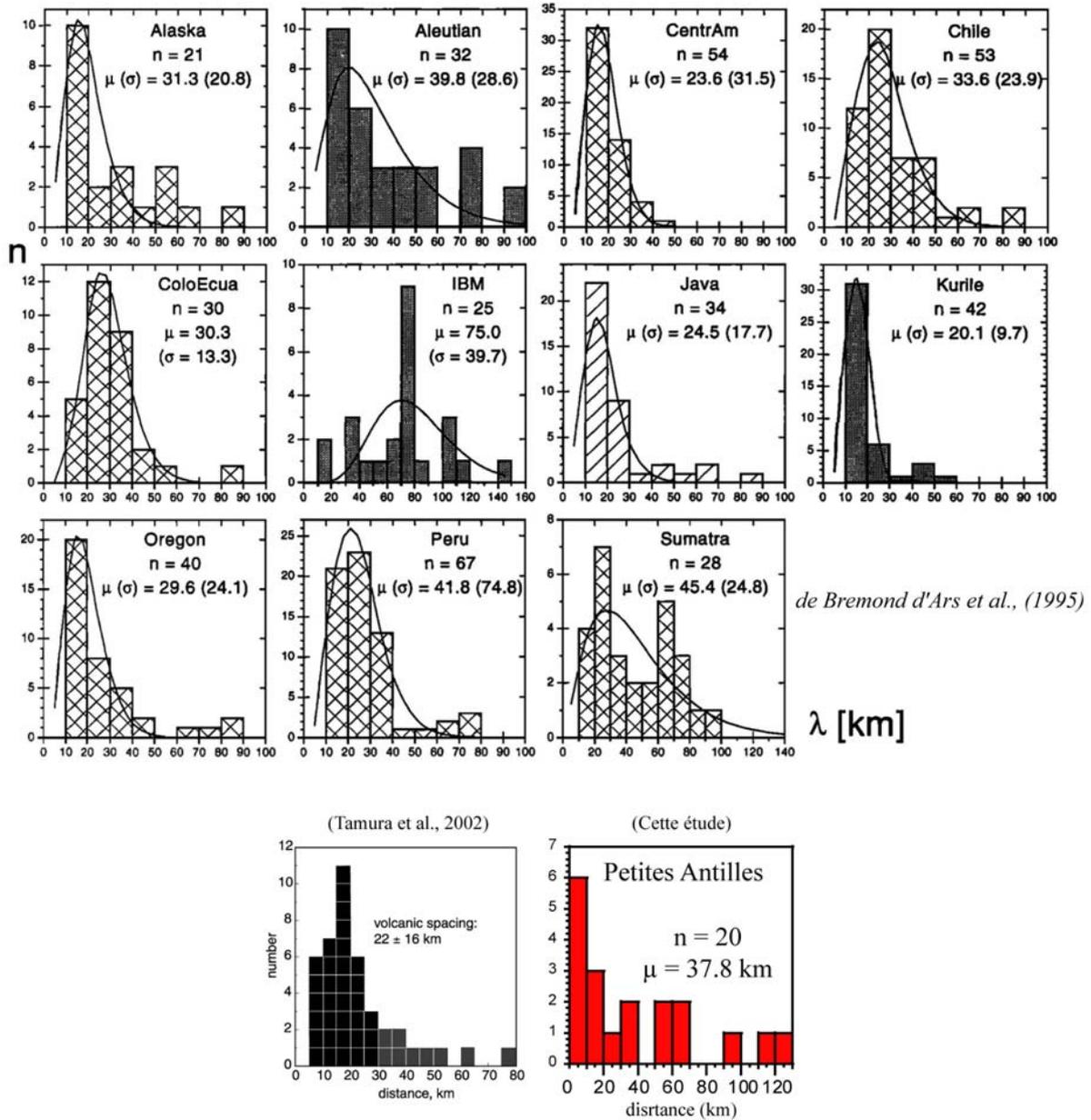


Figure VI-6

Histogrammes de fréquence de la distance (λ) entre les plus proches voisins pour chaque volcan (en kilomètres).

Avec n le nombre de volcans actifs de l'arc, μ la moyenne et σ l'écart type.

Pour les histogrammes tirés de Bremond d'ars et al. (1995), les croix illustrent les arcs continentaux, les hachures représentent les arcs de transition océan-continent, et les histogrammes grisés les arcs insulaires, la courbe représente la meilleure distribution gamma

Si deux diapirs s'ajoutent pour n'en former qu'un seul plus volumineux, la distance le séparant de son plus proche voisin sera plus importante. Ceci se traduira en surface par la présence d'une zone plus active très éloignée des suivantes. Il a été en effet observé que les volcans Quaternaires du Japon ou les volcans actifs des Petites Antilles sont situés à l'aplomb de zones à faible vitesse sismique, appelés « hot-fingers » par Tamura *et al.* (2002 ; 2003), et que les gaps entre chaque cluster ne semblent pas être liés à des remontées mantelliques (Wadge, 1986 ; Tamura *et al.*, 2002 ; 2003), ce qui confirme les modélisations analogiques et numériques de Bremond D'ars *et al.* (1995).

3.3. Subduction des rides asismiques et évolution spatiale de l'activité volcanique

Nous avons montré que la migration d'est en ouest du front volcanique était à la fois liée à l'enfoncement de la plaque Atlantique sous la plaque Caraïbe, mais aussi à la présence de rides asismiques sur le plancher océanique. Ces reliefs allongés poinçonnent l'arc, comme c'est le cas par exemple des rides de Caroline, Dutton et Michelson sur les arcs Yap-Mariannes-Bonin, ou de la ride de Louisville entre les Tonga et les Kermadecs (Bouysse et Westercamp, 1988), de même que pour les rides et failles transformantes qui segmentent les Andes en 4 zones volcaniques séparées par des gaps volcaniques (Ramos, 1999).

Les arcs Yap-Mariannes, Mariannes-Bonin et Bonin-Izu ont été poinçonnés respectivement par les rides de Caroline, Dutton et Michelson (Bouysse et Westercamp, 1988), tout comme l'arc des Tonga et celui des Kermadecs qui sont individualisés de part et d'autre de la ride de Louisville. D'autre part, la chaîne de monts sous-marins de Scarborough

aurait permis l'aplatissement de la plaque du sud de la mer de Chine et expliquerait la présence d'un arc double entre les chaînes Taiwan et Luzon (Yang *et al.*, 1996). La profondeur de production magmatique restant la même, l'aplatissement du slab implique naturellement un déplacement du front volcanique vers l'arrière de l'arc (Yang *et al.*, 1996; James et Sacks, 1999). Ce phénomène concerne également les arcs continentaux. En ce qui concerne la chaîne des Andes, de l'Amérique centrale à la zone Australe, on observe de nombreux hiatus volcaniques au niveau de segments d'arc qui intersectent les rides Cocos, Carnegie, Nazca et Juan Fernandez, portées par les plaques Cocos et Nazca (Bouysse et Westercamp, 1988; James et Sacks, 1999, Gutsher *et al.*, 2000). Ils sont en effet associés à des panneaux plongeant avec un angle nettement inférieur à la normale (10° au lieu de 30°), où l'absence d'asthénosphère explique l'absence de volcanisme en surface (Bouysse et Westercamp, 1988; James et Sacks, 1999). Les rides et plateaux océaniques présents sur le slab provoquent une augmentation de sa flottabilité et impliquent un aplatissement du plan de Bénioff, repoussant l'asthénosphère, ce qui inhibe donc la fusion partielle du manteau (Maury *et al.*, 1990; Gutscher *et al.*, 1999a; 1999b). Dans ces zones, on peut parfois remarquer l'existence d'un volcanisme arrière-arc là où le panneau replonge dans le manteau supérieur et où la production de magma est à nouveau possible (James et Sacks, 1999).

L'extinction du volcanisme habituel à l'aplomb des rides s'explique par le fait qu'elles sont constituées d'une quantité moindre de sédiments et donc d'eau, qui ne permettent pas d'initier une fusion partielle du manteau (Figure I-5b) (Nur et Ben-Avraham, 1983; Westercamp, 1988). Ceci explique également les déplacements de l'activité de part et d'autre de la ride en surface, car le magma se forme préférentiellement au niveau des bassins sédimentaires situés autour des rides (Bouysse et Westercamp, 1988; Escalant, 1988; Westercamp, 1988). Les rides qui alternent avec les bassins sédimentaires sur le plancher

océanique contrôlèrent les zones de production magmatique, et donc la répartition et l'espacement des volcans, ainsi que le découpage de la plaque caraïbe en blocs lithosphériques (Bouysse *et al.*, 1990; Westercamp, 1979). Leur flottabilité provoque un aplatissement du slab et donc la disparition du coin mantellique, impliquant la migration du front volcanique vers l'arrière de l'arc, là où les conditions nécessaires à la production de magma (profondeur, pression, température...) sont réunies (Bouysse et Westercamp, 1988).

Pour les Petites Antilles avec les rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie, ainsi que pour les autres arcs cités ci-dessus, la subduction d'une ride aiséismique a les mêmes effets sur l'activité volcanique. Sa flottabilité augmente la résistance de la plaque au processus de subduction, cassant la continuité du slab. Malgré le relief des rides, la sismicité à leur niveau est pourtant inférieure à celle du reste de l'arc (McCann et Sykes, 1984). On observe également des zones dépourvues de manifestations volcaniques à l'aplomb de la ride (Tonga-Kermadec, Yap-Marianne-Bonin-Izu) et entre les rides dans les zones où le slab s'aplatit, porté par la (les) ride(s) aiséismiques (Andes ; James et Sacks, 1999). La zone avant arc est soulevée et des fractures cisailent la croûte, facilitant la remontée de magmas à minéralogie hétérogène sur les bords de la ride. La profondeur de production magmatique restant la même (110 km dans le cas de l'arc Taïwan-Luzon, 150 km pour les Petites Antilles), un nouveau front volcanique se forme alors en arrière de l'arc suite à l'aplatissement du slab (Yang *et al.*, 1996; James et Sacks, 1999). En ce qui concerne les Petites Antilles, la ride de Sainte Lucie serait la cause en Martinique (1) de la migration du front volcanique en direction de la zone arrière arc, accentuant la migration naturelle en réponse à la subduction, (2) de la mise en place de fractures transverses à l'arc provoquant des oscillations E-O des centres éruptifs le long de ces accidents, (3) de l'éruption de basaltes magnésiens au niveau des fractures transverses cisailantes (Ilet à Ramier, Morne La Plaine), (4) des manifestations

hydrothermales au niveau de ces mêmes accidents transverses (Lamentin) et (5) de l'éruption de laves porphyriques à minéralogie complexe issue des mélanges magmatiques (McCann et Sykes, 1984 ; Bouysse et Westercamp, 1988 ; Gourgaud et Gerbe, 1991).

Des effets comparables ont été observés par Yang *et al.* (1996) au niveau de l'arc entre Taiwan et Luzon. Cet arc est double dans sa moitié sud, à partir de 20°N, constitué d'une chaîne occidentale (WVC) inactive depuis 4 – 2 Ma dont les îles sont recouvertes de calcaires, et d'une chaîne orientale (EVC) active depuis 2 Ma. Ces deux arcs sont séparés de 50 km à leur extrémité, vers 18°N. Plus au nord, des centres volcaniques actifs recouvrent les plus vieux complexes soulevés lors du passage de la ride. De plus, des variations de composition isotopique ont été observées longitudinalement et transversalement à l'arc, reflétant des variations de source au cours du temps (Yang *et al.*, 1996). Enfin, les données sismiques de localisation des épencentres a permis de mettre en évidence un aplatissement du slab au niveau de la chaîne de monts sous-marins, variant de 90° au sud jusqu'à 30° au centre de l'arc, pour replonger à 80° à l'extrémité nord (Yang *et al.*, 1996). Ces auteurs ont donc proposé un modèle géodynamique faisant intervenir la subduction, sous la fosse de Manille, de la chaîne de monts sous-marins de Scarborough, assimilée à une ride asismique sur le plancher océanique de la Mer de Chine, qui aurait bloqué la subduction entre 5 et 2 Ma. L'angle de subduction étant plus faible au niveau du slab porté par la ride, et les magmas étant produits à des profondeurs constantes, l'activité volcanique reprend plus à l'est à partir de 2 Ma (Yang *et al.*, 1996).

Nos observations, corrélées aux comparaisons avec d'autres arcs mettant en jeu la subduction de rides asismiques, nous permettent de proposer le modèle géodynamique suivant pour l'évolution de l'arc des Petites Antilles (Figure VI-6). Vers 20 Ma, l'arrivée au front de subduction des rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie ralentit la subduction et provoque une torsion de la moitié nord du slab qui s'aplatit par rapport à sa partie sud (Figure VI-6).

L'activité volcanique s'arrête donc sur les îles du nord, jusqu'à ce que la production magmatique puisse reprendre plus à l'ouest. Vers 16 Ma, le volcanisme reprend en Martinique seulement, car la moitié nord est sous l'influence des rides de Barracuda, Tiburon et Sainte Lucie. Lors de la subduction de ces rides, leur relief modifie le champ de contraintes à l'interface croûte – manteau et provoque des failles cisailantes dans la croûte supérieure. L'ascension des magmas est facilitée le long de ces fractures ce qui explique les migrations par « à-coups » dans des directions transverses à l'arc. De plus, la ride relâche des fluides qui contaminent le manteau, ainsi les laves caractérisant la fin de l'activité de l'arc intermédiaire sont plus radiogéniques, en Pb et Sr principalement (Labanieh *et al.*, 2008). Vers 6 Ma, les conditions nécessaires à la production magmatiques sont enfin réunies dans la moitié nord (profondeur de 140 km ; McDonald *et al.*, 2000), et des diapirs mantelliques se mettent en place à partir de la déshydratation des sédiments océaniques présents dans les bassins localisés entre les rides (Figure VI-6 ; Westercamp, 1988 ; Bouysse et Westercamp, 1990). L'activité volcanique reprend peu à peu le long d'un nouveau front qui est alors décalé de plusieurs dizaines de kilomètres par rapport à l'arc ancien dans la moitié nord. Le plancher atlantique est caractérisé par l'alternance de rides et de bassins sédimentaires. Les magmas se forment à l'aplomb de ces derniers, et leur ascension sous forme de diapirs gouverne la présence de zones volcaniquement actives en surface. En revanche, les rides n'étant pas constituées de sédiments, mais pouvant s'apparenter à des reliefs de croûte océanique ou des seamounts (Bouysse et Westercamp, 1988), elles ne permettent par l'apparence de diapirs à leur verticale, se traduisant en surface par un gap volcanique, plus ou moins important, séparant donc les zones actives.

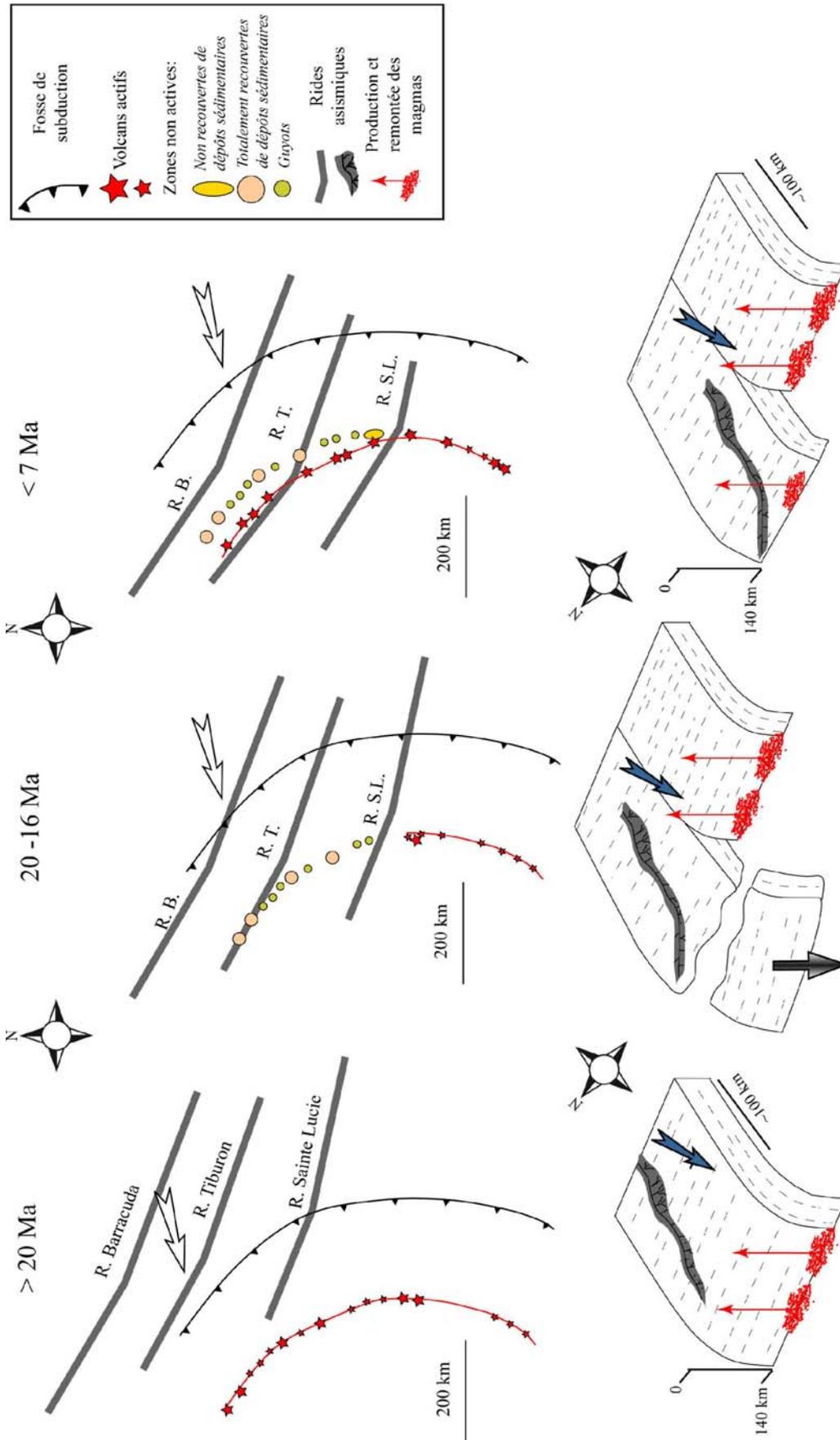


Figure VI-6

Modele géodynamique de l'évolution de l'arc des Petites Antilles en réponse à la subduction de rides isismiques.
 Pour plus de clarté, la plaque caraïbe n'a pas été représentée.

Conclusions et perspectives

De nombreuses études se sont intéressées, dès les années 70, à l'évolution volcanique des îles des Petites Antilles, et à la migration du front volcanique d'est en ouest. Cependant, des études récentes, utilisant d'autres méthodes de datation, ont discuté les âges précédemment publiés et ont mis en évidence le manque de données fiables sur l'ensemble de l'arc.

Le principal sujet abordé lors de cette étude est l'évolution spatio-temporelle du volcanisme sur l'île de la Martinique. Pour cela, cinquante-six nouveaux âges K-Ar, assortis d'une incertitude faible et d'une grande fiabilité, ont été obtenus lors de cette thèse. Huit âges K-Ar entre 25 et 21 Ma nous ont permis de dater pour la première fois les parties les plus anciennes de l'île en mettant en évidence la continuité de l'activité volcanisme entre l'Oligocène et le Miocène dans l'arc des Petites Antilles (Chapitre III). Grâce à une bonne répartition géographique des âges obtenus sur la Chaîne Vauclin-Pitault et le Sud-Ouest martiniquais, nous avons pu proposer un âge pour le début de la mise en place des accidents transverses à l'arc, entre 10 et 7 Ma, en réponse à la subduction de la ride de Sainte Lucie. Le début d'activité de l'arc récent a été estimé vers 5.5 Ma au niveau du Morne Jacob après un saut des centres éruptifs 25 km plus au nord que les dernières éruptions du Sud-Ouest martiniquais. Puis l'activité volcanique s'est poursuivie tout le long de la côte Caraïbe entre 2.5 Ma et 340 ka, de façon simultanée entre trois complexes espacés de 20 km en moyenne, et s'est finalement concentrée au sein du complexe septentrional jusqu'aux dernières éruptions historiques de la Montagne Pelée. Nous avons pu calculer des taux de migration des centres éruptifs à travers et le long du front volcanique en Martinique qui sont en accord avec les précédentes estimations obtenues dans l'arc des Petites Antilles. La migration transverse à l'arc a varié de 0.8 - 1.1 km / Myr au cours du Miocène à 5 km / Myr depuis le Pliocène. Les

oscillations longitudinales ou le long d'accidents transverses ont été comprises entre 6 et 16 km / Myr. Nous en avons déduit une migration moyenne du sud-est au nord-ouest à une vitesse de 2.2 km / Myr depuis 26 Ma.

Il serait intéressant d'étudier plus en détail la relation entre certains centres éruptifs datés et leur position le long d'accidents tectoniques afin de mieux contraindre l'évolution du contexte tectonique au centre de l'arc des Petites Antilles.

Des études géomorphologiques nous ont permis de reconstruire les édifices volcaniques du nord de l'île de la Martinique. Nous avons donc calculé des volumes préliminaires variant de 2 à 100 km³, et des taux d'éruption entre 0.007 et 0.5 km³ / kyr. En revanche, ces reconstructions ne prennent pas en compte les volumes érodés ou effondrés. Des travaux plus rigoureux sont donc à envisager afin de reconstruire les loupes de glissement et le matériel effondré. De même, il faudra déduire des volumes calculés les volumes érodés par les altérations physique, chimique et mécanique au cours du temps.

Certaines datations sur mésostase et plagioclases ont révélé l'existence possible d'un excès d'argon, qui peut s'expliquer soit par une population de xénocristaux remobilisés lors d'un mélange magmatique, soit par de l'argon occlus dans des inclusions fluides ou vitreuses. Une étude pétrographique détaillée nous permettrait tout d'abord de mettre en évidence les caractéristiques des plagioclases (zonations, cœur ou bordure déstabilisée, nature...). Ensuite, des modèles de diffusion d'argon doivent être réalisés afin de déterminer le temps de résidence des xénocristaux dans le magma et estimer à quel moment aurait pu avoir lieu la réalimentation magmatique. En effet, dans le cas des Pitons du Carbet qui suivent de très près l'effondrement du flanc ouest du Complexe ancien, il est évident qu'un mélange de magmas a eu lieu. Il est important de savoir si c'est la dépressurisation du réservoir qui a provoqué le brassage mécanique dans le réservoir, ou si c'est l'intrusion magmatique à l'origine des Pitons qui a déstabilisé la chambre et provoqué la déstabilisation de flanc observée. \$