

Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles

Ph. BOUYASSE(1) et D. WESTERCAMP(2)

Mots-clés : Dorsale aismique, Subduction, Croûte océanique, Arc insulaire, Magmatisme, Oligocène, Néogène, Exhaussement, Petites Antilles

Résumé

L'analyse et la synthèse d'un grand nombre de données concernant l'arc insulaire des Petites Antilles, et portant sur la nature, la chronologie et l'évolution spatiale des phases volcaniques cénozoïques, et sur la localisation et l'ampleur des soulèvements, ainsi qu'un examen de la structure du plancher océanique de l'Atlantique Central et des caractéristiques de sa subduction sous la plaque Caraïbe, conduisent à privilégier le rôle du sous-charriage des rides aismiques sur l'évolution de l'arc. Selon le degré de compensation gravimétrique de ces reliefs (degré de flottabilité), cette interaction peut susciter des effets de premier ou de deuxième ordre.

Au début de l'Oligocène supérieur, une ride (ou un système de rides) flottable (c'est-à-dire compensée) d'âge Crétacé moyen, entre en contact avec la moitié nord du substratum des Petites Antilles, bloque momentanément la subduction de tout l'arc insulaire, arrête le volcanisme de l'arc (arc ancien), se piège sous la lithosphère caraïbe et provoque le basculement vers l'ouest de cette partie de l'archipel et de fortes surrections locales (La Désirade). Après un hiatus d'environ 8 Ma, le volcanisme reprend (arc récent), après avoir sauté vers l'ouest d'une cinquantaine de km dans la moitié nord. Ultérieurement, des rides, cette fois-ci non compensées (Barracuda, Tiburon, Sainte Lucie), ont exercé des effets notables mais beaucoup plus localisés et de moins grande ampleur. Ceux-ci se traduisent par des migrations transverses de quelques kilomètres seulement, mais brusques, du front volcanique (avancées, reculs), un déplacement centrifuge longitudinal des foyers éruptifs de part et d'autre de la ride, des soulèvements modestes, et une exacerbation des manifestations sismiques et hydrothermales *sensu lato*. Une démarche inverse a permis de suspecter l'existence d'une ride cachée, la crypto-ride des Grenadines (dans la partie méridionale de l'arc), qui serait en phase terminale de subduction.

Enfin, l'accent est mis sur le rôle essentiel joué par les rides aismiques dans l'évolution volcanique et tectonique des marges convergentes et un catalogue de leurs interactions majeures ou mineures est proposé.

Abstract

A great number of data concerning the Lesser Antilles island arc have been collected : nature, timing and spatial evolution of the Cenozoic volcanic sequences, location and scale of uplifted areas, structural pattern of the Central Atlantic oceanic crust, and characteristics of the subduction beneath the Caribbean plate. These data allow to emphasize the role of the underthrusting of oceanic aseismic ridges on the evolution of the arc. Depending on the degree of gravimetric compensation (buoyancy) of these structures, this interaction can induce effects of first and second order of magnitude.

By the beginning of late Oligocene, a buoyant ridge (or a ridge system) of Middle Cretaceous age, reaches the front of the northern half of the Lesser Antilles basement, stops momentarily the subduction along the whole island arc, brings the arc volcanism (Older arc) to a standstill, is underplated beneath the Caribbean lithosphere, and triggers the westward tilting of this part of the arc, with locally dramatic uplifting (La Désirade). After a gap of ca. 8 m.y., and a westward jump of some 50 km, the volcanic activity resumes (Recent arc). Later, the subduction of non- (or slightly) buoyant ridges (uncompensated) has exerted significant effects, but of a lower extent as regards their spatial incidence and intensity (Barracuda, Tiburon, St Lucia ridges). These effects induce sudden transverse shifts of the volcanic front, of only some km of extension (forward or backward), a centrifugal (longitudinal) migration of the eruptive centres on either side of the arc segment above the ridge, gentle uplifts, and enhanced seismic and hydrothermal (*sensu lato*) manifestations. An inverse approach leads to suspect the existence of a buried ridge, the "Grenadines crypto-ridge", in the southern part of the Lesser Antilles arc. This ridge might be in its final phase of absorption by the subduction.

Emphasis is put on the fact that aseismic ridges play a very important part in the volcanic and tectonic evolution of convergent margins. A list of their major and minor interactions is proposed.

(1) Département Géologie Marine et Sédimentologie Dynamique,
Bureau de recherches géologiques et minières, BP 6009,
45060 Orléans Cedex 2, et G.I.S. "Océanologie et Géodynamique-Brest".

(2) Institut Mixte de Recherches Géothermiques, Bureau de
recherches géologiques et minières, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2.

Manuscrit déposé le 9 février 1987, accepté le 22 juin 1987.

Introduction

Deux rides asismiques - celles de Barracuda et de Tiburon - font relief au-dessus du plancher océanique atlantique devant la marge active de l'Est-Caraïbe, et sont engagées dans un processus de subduction sous l'arc insulaire des Petites Antilles (fig. 1). La reconstitution de l'évolution géologique cénozoïque de ce dernier suggère que l'absorption de ces rides ou de reliefs enfouis, dans le plan de Wadati-Benioff, a eu des répercussions très variées - et parfois majeures - sur l'histoire volcanique et tectonique des Petites Antilles, au cours d'une période qui s'étend depuis une trentaine de millions d'années jusqu'à nos jours.

Dans le présent travail, nous rappellerons tout d'abord, afin de disposer d'une base de comparaison à partir de cas relativement bien documentés, quelques exemples d'affrontement de reliefs à une plaque chevauchante. Puis nous examinerons les contextes physiographique et géodynamique actuels de la convergence de l'Est-Caraïbe. Ensuite, nous étudierons les différents types d'effets que l'on peut imputer à l'interaction des anomalies de relief connues de la croûte atlantique, et à leurs éléments précurseurs, sur le fonctionnement de l'arc des Petites Antilles. Enfin, tenant compte des enseignements qui auront été tirés des analyses précédentes, nous tenterons d'expliquer certaines caractéristiques de l'évolution néogène du segment méridional de l'arc, en l'occurrence l'archipel des Grenadines.

I - Généralités sur la subduction de rides

La morphologie des fonds océaniques, une fois que ces derniers se sont éloignés des dorsales d'accrétion qui leur ont donné naissance, est loin d'être uniforme. En dehors des bordures de marges passives ou actives, et des rides médi-océaniques actives, elle est souvent accidentée par des reliefs de nature et de dimensions variables. Lorsque ceux-ci ont une forme relativement allongée, ils ont été appelés *rides asismiques*. Une première tentative de recensement de ces anomalies morphologiques a été faite par A. Nur et Z. Ben Avraham (1982) qui leur ont donné le nom générique (et, à notre avis, relativement inadéquat pour sa trop large acception) d'"*oceanic plateaus*" et qu'ils définissent ainsi (Z. Ben Avraham *et al.*, 1981 ; p. 47) : "anomalously high parts of the sea floor that are not at present parts of continents, active volcanic arcs, or active spreading ridges". Il peut s'agir de microcontinents (par exemple le plateau des Seychelles), de plateaux océaniques *sensu stricto*, c'est-à-dire de portions de croûte volcanique anormalement épaisse (par exemple le plateau d'Ontong Java, dans le Pacifique Central), d'anciens arcs insulaires (par exemple la ride de Palau-Kyushu, dans l'Ouest-Pacifique), d'alignements de monts sous-marins issus d'un volcanisme de "point chaud" intraplaque (par exemple la chaîne des monts Emperor, dans le NW du Pacifique), de grandes rides asismiques créées par un volcanisme de point chaud actif à l'emplacement d'une ride d'accrétion océanique (par exemple la ride de Walvis dans l'Atlantique Sud),

d'une dorsale médi-océanique fossile (par exemple la ride "Ouest-Philippine"), ou de rides bordant des zones de fractures transformantes (par exemple la ride du Vema, dans l'Atlantique Central).

Pour les auteurs sus-mentionnés, ce concept de "plateaux océaniques" (*sensu lato*) joue un rôle-clé en tectonique, lorsque ces reliefs s'affrontent à une marge active et conduisent à la collision de "terranes", c'est-à-dire au collage de fragments allochtones, obductés contre une marge continentale. Cette interaction a été également étudiée à l'occasion d'autres publications générales ou de travaux de modélisation. Citons notamment les articles de J. Kelleher et W. McCann (1976), de P.R. Vogt *et al.* (1976), de W.Y. Chung et H. Kanamori (1978), de Ben Avraham et A. Nur (1982), de T.A. Cross et R.H. Pilger (1982), de A. Nur et Z. Ben Avraham (1983), et de I. Moretti et K. Ngokwey (1985). Pour la plupart de ces auteurs, l'arrivée d'une ride devant une zone de subduction provoque, outre des modifications du régime local de la sismicité du plan Wadati-Benioff, des effets d'ordre tectonique et volcanique, dépendant de l'orientation, des dimensions et de l'âge de la ride par rapport à la croûte océanique porteuse. Mais le facteur principal semble bien être le degré de "flottabilité" (buoyancy) du relief, suivant l'importance de ses "racines", c'est-à-dire suivant le degré de compensation gravimétrique. Les caractéristiques de la subduction subiront une altération plus ou moins grande qui peut conduire à une diminution de l'angle de la vitesse du plongement du panneau subducté, voire jusqu'à un blocage complet de la convergence. Nous allons examiner quelques cas connus.

Le plateau océanique d'Ontong Java, formé de croûte océanique épaisse (le Moho se trouve à 30 km), serait entré en contact, au Miocène, avec la zone de convergence (maintenant fossile) du Vitiaz, à plongement vers le sud sous l'arc des Salomon - Nouvelle Irlande. Ce phénomène aurait entraîné un arrêt définitif du mécanisme et une inversion de polarité de la subduction conduisant à la situation géodynamique actuelle où c'est maintenant la plaque indo-australienne qui est chevauchée, depuis la Nouvelle-Guinée jusqu'aux Fidji, par la plaque Pacifique (cf. C.E. de Broin *et al.*, 1977).

Pour P.R. Vogt *et al.* (1976), l'arrivée de rides devant un arc insulaire intraocéanique, relativement déformable, se traduirait par le poinçonnement et le festonnement de ce dernier, observable par exemple entre l'arc des Mariannes et celui de Yap, sous l'effet de la ride des Carolines (fig. 2). En revanche, toujours selon ces auteurs, un bâti continental, trop rigide, ne pourrait subir de telles déformations.

Dans un grand nombre de cas, on observe l'existence d'un hiatus volcanique à l'intersection d'une ride et d'un arc insulaire ou cordillère. Ainsi la ride de Louisville interrompt le front volcanique entre l'arc des Tonga, au nord et l'arc des Kermadec, au sud (toutefois, à ce croisement, on n'observe pas de perturbation dans le dessin rectiligne de l'arc). De même, les rides de Michelson et de Dutton (cf. N.C. Smoot, 1983 ; anciennement appelées ride de Marcus-Necker et "seamounts" de Magellan, respectivement) individualisent, du nord vers le sud, les arcs d'Izu, des Bonin, et des Mariannes (fig. 2).

RIDES SUBDUCTEES SOUS LES PETITES ANTILLES

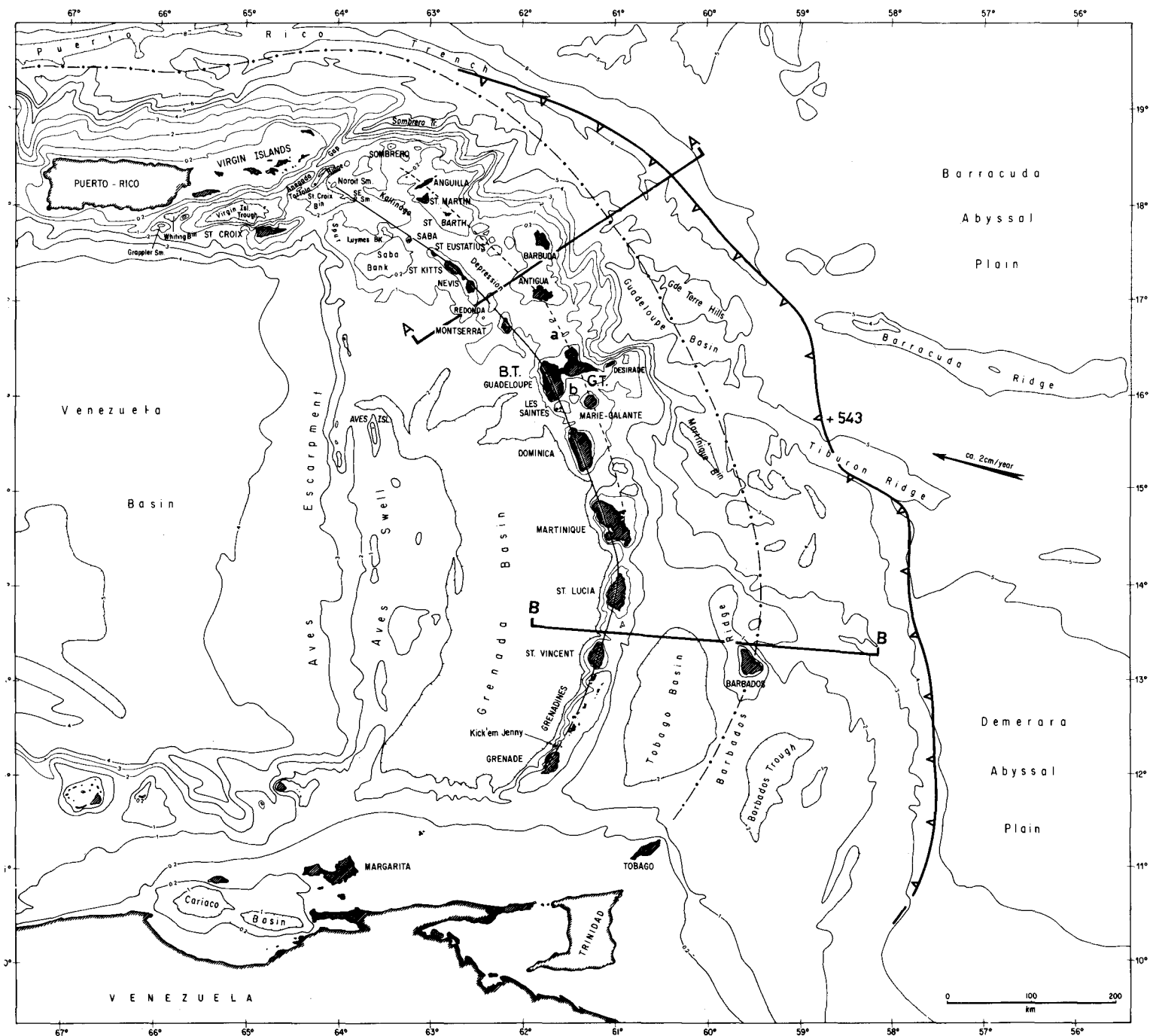


Fig. 1.- Situation générale de l'Est-Caraïbe et de l'arc insulaire des Petites Antilles.
 Isobathes : - 200 m, puis tous les km. Trait continu : arc volcanique récent ; trait en tiretés : branche NE de l'arc ancien (arc externe) ; ligne en traits-points : anomalie gravimétrique de gravité correspondant à la trace en surface de la subduction (contact entre les plaques Caraïbe et Atlantique) ; ligne continue avec triangles : front de déformation du prisme sédimentaire de la Barbade. B.T. et G.T. : Basse-Terre et Grande-Terre de Guadeloupe ; a : banc Bertrand ; b : banc Colombie. A-A et B-B : localisation des coupes de la fig. 10. L'emplacement du forage de référence du leg 78 A est indiqué (543).

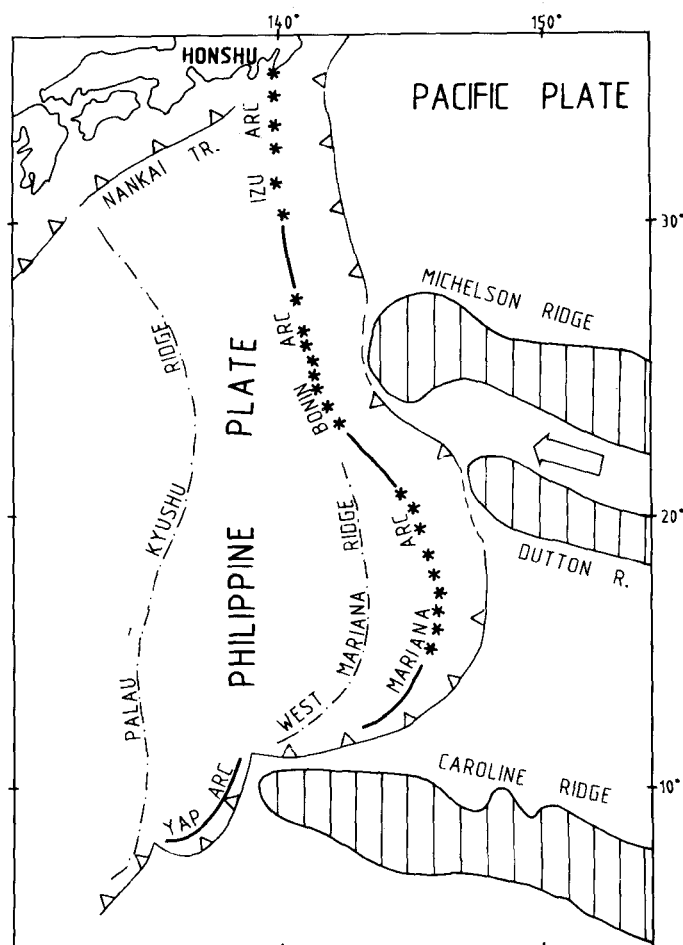


Fig. 2.- Interaction de rides asismiques avec les arcs insulaires de la plaque Philippine. Dessin des rides de Michelson et de Dutton d'après N.C. Smoot (1983), et des Carolines d'après D.M. Hussong et S. Uyeda (1981). Astérisques : ligne des volcans actifs ; ligne avec traits-points : arcs rémanents ; ligne avec triangles : zone de subduction (en tiretés : absence de fossé). Le vecteur de convergence (flèche) est tiré de A. Nur et Z. Ben Avraham (1983).

L'exemple des rides portées par les plaques Cocos et Nazca et entraînées sous les marges convergentes occidentales des Amériques, depuis le Mexique jusqu'au Chili, a été relativement bien étudié et offre une assez grande diversité de situations (fig. 3). Il s'agit, pour les plus importantes et du nord vers le sud, des rides de Tehuantepec (Mexique), de Cocos (Amérique Centrale), de Carnegie (Equateur), de Nazca (Pérou) et de Juan Fernandez (Chili). A l'exception de la première, qui correspond probablement à un relief de zone de fracture (G.T. Nixon, 1982), les autres rides (Lonsdale, 1978 ; Ben Avraham *et al.*, 1981 ; T.A. Cross et R.M. Pilger, 1982) ont des racines assez profondes et sont en équilibre isostatique et donc flottables. On s'accorde à les considérer comme originaires d'un volcanisme de point chaud sur axe d'accrétion océanique (celui des Galapagos pour les rides de Cocos et de Carnegie ; celui de l'île de Pâques pour la ride de Nazca), ou hors axe, pour la ride de Juan Fernandez.

A la ride de Tehuantepec, correspond le hiatus volcanique observé entre l'Axe Néo-Volcanique Transmexicain et la chaîne volcanique d'Amérique Centrale (A. Demant, 1981). L'orientation des rides de Cocos, Nazca et Juan Fernandez est oblique par rapport au vecteur de convergence et leur point

d'intersection avec la plaque chevauchante migre vers le nord, pour la première, et vers le sud, pour les deux autres ; la dérive étant d'autant plus importante que l'obliquité est grande. L'arrêt du volcanisme, au lieu de se limiter temporairement au passage du relief, persiste en arrière de la zone de subduction balayée par la ride, ce qui se traduit par des segments d'arc inactifs dont la longueur est proportionnelle à l'obliquité. Ainsi, le hiatus volcanique entre le front de l'Amérique Centrale et celui des Andes du Nord, celui qui couvre la plus grande partie du Pérou (le plus long), et celui du Chili Central (le plus court), seraient attribuables à l'influence de ces trois rides. En effet, on constate que les panneaux de plan de subduction correspondant aux deux derniers segments inactifs, et portant les rides de Nazca et de Juan Fernandez, ont un angle de plongement très faible, de l'ordre de 10° , bien inférieur aux $25-30^\circ$ qui caractérisent le reste de la subduction andine (cf. M.J.R. Wortel, 1984). Cette particularité explique l'absence de volcanisme, car il y a disparition du coin asthénosphérique où s'effectue la genèse des magmas calcolcalins entre la croûte subductée et l'épaisse croûte continentale chevauchante (B.L. Isacks et M. Barazangi, 1977).

Pour A. Nur et Z. Ben Avraham (1983), la persistance de l'arrêt du volcanisme dans le sillage du relief serait imputable au placage progressif de la ride sous la base de la croûte continentale (fig. 3, encart). On remarquera que ce processus ne s'applique pas au système ride de Louisville - arc des Tonga, bien que vitesse de convergence (de l'ordre de 10 cm/an) et obliquité (dérive vers le sud) soient tout à fait comparables (cf. J. Dupont, 1982) à ce que l'on observe pour la ride de Nazca. En effet, on n'y constate l'arrêt du volcanisme qu'au croisement de la ride et de l'arc, et l'angle de plongement du plan de Wadati-Benioff (environ 45°) n'est pas fondamentalement affecté par la présence de la ride (R. Louat et J. Dupont, 1982). Probablement, cette dernière est-elle beaucoup moins flottable que les précédentes, si l'on admet avec D.E. Hayes et M. Ewing (1971) qu'il s'agit d'un relief associé à une zone de fracture transformante (celle de l'Eltanin). La ride de Carnegie est subductée à peu près parallèlement au vecteur de convergence des plaques Nazca/Amérique du Sud, dirigé vers l'est. Bien que de nature similaire à celles de Nazca et de Cocos, et donc probablement aussi flottable, elle n'entraîne pas d'interruption corrélative de la ligne volcanique, en l'occurrence celle de l'Equateur, et l'angle du plan de Wadati-Benioff est normal, de 30 à 35° (P. Lonsdale, 1978). Mais le début de son introduction sous l'Amérique du Sud pourrait être trop récent, de 2 à 3 Ma selon P. Lonsdale (1978), pour qu'elle ait déjà atteint la verticale de la chaîne volcanique. Toutefois, les effets constatés par M.L. Hall et C.A. Wood (1985) laissent à penser que la subduction de cette ride serait déjà bien engagée : surrection de la zone côtière et surélévation des Andes équatoriales ; existence d'une triple rangée de volcans actifs émettant des laves au chimisme diversifié par rapport à celui connu dans le reste des Andes du Nord ; jeu d'un système de failles conjuguées NW-SE et NE-SW.

Pour la grande majorité des auteurs qui ont été cités jusqu'à présent, les rides asismiques qui interfèrent avec le processus de subduction sont considérées, plus ou moins explicitement, comme relativement flottables. Or, une catégorie d'entre elles ne possède pas de racines et n'est pas compen-

sée gravimétriquement. Il s'agit de ce que S. Stein *et al.* (1982) ont appelé "transform flanking ridges", c'est-à-dire des rides longeant des zones de fractures transformantes et que, toujours selon ces auteurs, on ne trouverait que dans l'Atlantique, (qu'en est-il alors de la ride de Louisville ?). Il s'agit, par exemple, de la ride de Barracuda qui sera notamment étudiée - on l'a vu en introduction - dans le présent travail, et que A. Nur et Z. Ben Avraham (1982) avaient d'ailleurs classée indûment, dans leur étude synoptique, parmi les "oceanic plateaus", c'est-à-dire parmi les reliefs flottables. Or, les rides non compensées, c'est-à-dire non flottables, ne peuvent induire les mêmes effets, dans une zone de subduction, que ceux qui sont imputables aux autres types de reliefs. C'est la conclusion à laquelle aboutissent I. Moretti et K. Ngokwey (1985) dans leur récent travail consacré à la modélisation des effets des rides asismiques subductées sur la déformation de la plaque chevauchante. Pour ces deux auteurs :

- les rides non compensées (du type Barracuda) n'induiraient que de petits soulèvements (maximum de 220 m), par compression horizontale (flexure) produite par la présentation du bout de la ride devant la subduction (effet de butée); pour arriver à des soulèvements de l'ordre de 1000 m, une compression de 13 kbars serait nécessaire, ce qui serait totalement irréaliste; on remarquera toutefois que I. Moretti et K. Ngokwey ne font pas intervenir dans leur modèle l'effet d'aspérité ou de "bosselage" que le relief de la ride devrait logiquement occasionner, localement, le long de la surface de contact entre les deux lithosphères en présence; un tel processus a d'ailleurs été pris en compte, d'un point de vue purement sismologique - et non pas tectonique - par S. Stein *et al.* (1982);

- les rides compensées, comme par exemple la ride d'Entrecasteaux, provoqueraient un déséquilibre isostatique important, conduisant à des surrections de l'ordre du millier de mètres.

Si l'on se réfère au cas concret de la ride d'Entrecasteaux qui est entraînée, perpendiculairement, sous le milieu de l'arc des Nouvelles-Hébrides (fig. 4) et qui correspondrait, au moins partiellement, à un proto-arc insulaire (R.V. Burne *et al.*, sous-presse), les mécanismes mis en jeu paraissent moins tranchés. Ainsi, J.Y. Collot *et al.* (1985) ont montré que l'effet de flottabilité (forces verticales, déformation élastique) n'était pas le seul à agir et que l'on devait également prendre en compte des contraintes tangentielles imputables à la poussée, dirigée vers l'est de la ride (forces horizontales, déformation plastique). Pour fixer les idées, on indiquera que la vitesse de convergence est de l'ordre de 10 cm/an (J. Dubois *et al.*, 1977) et que l'impact tectonique de la ride s'est manifesté, sur l'avant-arc, par la surrection des îles d'Espiritu Santo et de Malekula qui a été estimée à au moins 1700 m, depuis les deux derniers millions d'années (J.N. Carney et A. Macfarlane, 1982). Une étude détaillée de la sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides (R. Louat *et al.*, 1982) montre que si la flottabilité relative de la ride d'Entrecasteaux peut rendre compte de la surrection des îles de Santo et de Malekula, elle n'a pas de conséquence notable sur la géométrie du plan de Wadati-Benioff qui semble être normale au milieu de l'arc, et de fait n'interrompt pas l'activité de la ligne volcanique à l'endroit où sa projection recoupe ce dernier, c'est-à-

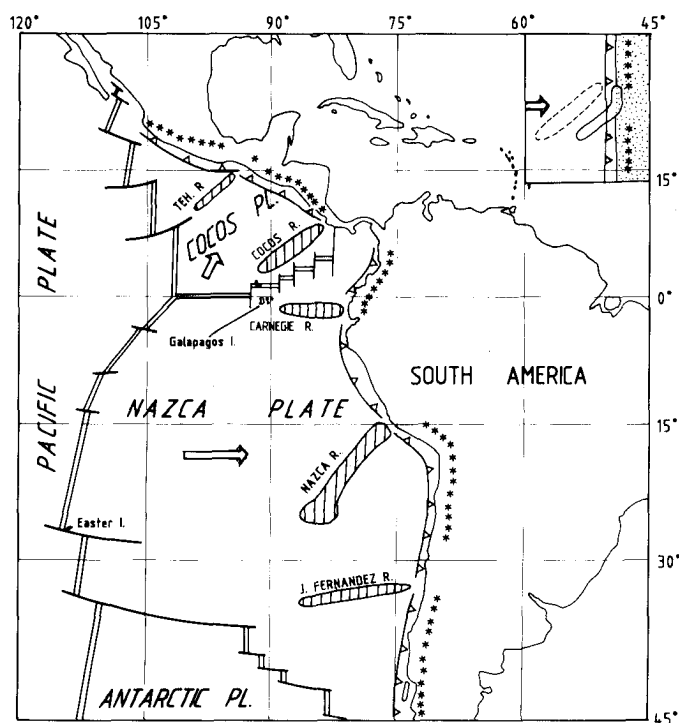


Fig. 3.- Rides asismiques et zones de subduction du Mexique, de l'Amérique Centrale et des Andes.

Vecteurs de convergence d'après A. Nur et Z. Ben Avraham (1983). Astérisques : front des volcans actifs. TEH : ride de Tehuantepec. En encart, schéma illustrant le placage et le collage d'une ride asismique sous une bordure continentale, d'après A. Nur et Z. Ben Avraham (1983) simplifié.

dire aux îles de Gaua, Aoba, et Ambrym. Cependant, la série magmatique qui caractérise ces trois îles, au lieu d'être calco-alcaline, ou tholéiitique d'arc comme dans le reste de l'arc, est de nature alcaline (J.Y. Collot *et al.*, 1985). A ce propos, il est intéressant de noter que les provinces à volcanisme alcalin du Mexique centre-oriental et du Costa-Rica (C. Robin et J. Tournon, 1978) sont situées dans le prolongement respectif des rides de Tehuantepec et de Cocos. La correspondance entre le volcanisme alcalin d'arc insulaire et certains dispositifs géodynamiques (apex d'arc insulaire, subduction de fractures océaniques) avait déjà été suspectée par S.E. Delong *et al.* (1975).

Enfin, d'après J.Y. Collot *et al.* (1985), la poussée horizontale exercée sur l'arc par la ride d'Entrecasteaux induit un système de failles conjuguées décrochantes obliques et incurvées, rayonnant à partir de la zone de contact entre la ride et l'avant de l'arc. Cette disposition est conforme au modèle théorique prédit par P. Molnar et P. Tapponier (1975) dans le cas du poinçonnement d'un corps de largeur finie par un coin rigide.

De cet examen non exhaustif des interactions entre rides asismiques et subduction, il semble se dégager deux catégories de phénomènes pouvant perturber l'évolution normale d'un arc insulaire (ou d'un arc-cordillère). Au risque de schématiser peut-être un peu abusivement, étant donné l'état actuel des connaissances qui n'appréhendent pas encore dans leur totalité - et avec toute la cohérence souhaitée - l'ensemble des phénomènes en présence, on peut distinguer d'une part, des effets majeurs (ou de premier ordre), et d'autre part, des effets mineurs (ou de deuxième ordre).

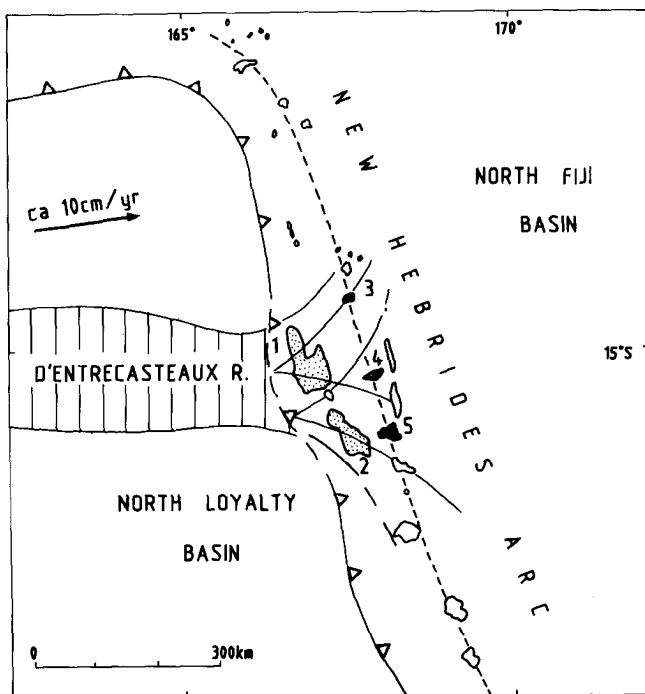


Fig. 4.- La ride d'Entrecasteaux et l'arc des Nouvelles-Hébrides, d'après J.Y. Collot et al. (1985) synthétisé et simplifié. Ligne avec triangles : zone de subduction (en tiretés : absence de fossé). Ligne en tiretés : front volcanique actuel (Chaîne Centrale). Îles avec pointillés : îles soulevées (1 : Espiritu Santo ; 2 : Malekula) ; îles en noir : volcanisme alcalin (3 : Gaua ; 4 : Aoba ; 5 : Ambrym). Une esquisse du système de failles courbes conjuguées, induites par le poinçonnement de la ride d'Entrecasteaux, est indiquée.

Les effets majeurs ne concerneraient que les rides compensées et seulement lorsque leur flottabilité, naturellement positive, a la possibilité réelle de s'exercer, que ce soit partiellement (au front de l'arc seulement) ou tout le long de la zone de Wadati-Benioff. On peut alors observer :

- une diminution significative de l'angle de plongement du plan de subduction portant la ride (Nazca, Juan Fernandez, ...);
- un blocage de la subduction, pouvant conduire jusqu'à une inversion de la polarité de la convergence et à une obduction, si la croûte portée par la plaque sous-charriée est trop épaisse (Ontong Java, ...);
- un arrêt régional de l'activité du front volcanique (Nazca, Juan Fernandez, ...);
- un placage de la ride à la base de la plaque chevauchante (idem);
- une très importante surrection du bord avant-arc de la plaque chevauchante (d'Entrecasteaux, Carnegie, ...).

Les effets mineurs concerneraient à la fois les rides non compensées (par exemple de zones de fracture) et celles qui sont compensées mais pour lesquelles la flottabilité positive est inhibée (pour une raison qui reste à déterminer). Ces actions, beaucoup plus circonscrites dans l'espace, se traduiraient par :

- une absence de modification notable de la

géométrie du plan de subduction (Louisville, Carnegie, ...);

- un arrêt du volcanisme d'arc (Louisville, Izu - Bonin - Mariannes, ...) ou une modification de son chimisme (d'Entrecasteaux, Carnegie, ...), ces deux phénomènes étant restreints à l'intersection de la ride et de l'arc;

- une surrection généralement modérée (effet d'aspérité);

- un système de fractures orthogonales cisailantes.

II - Subduction de la croûte océanique atlantique

L'arc des Petites Antilles

Cet arc insulaire, long de quelque 850 km, s'étend en position submérienne entre le continent sud-américain et l'extrémité orientale des Grandes Antilles (Porto-Rico et Iles Vierges) desquelles il est séparé par le passage d'Anegada (cf. fig. 1). Il marque la limite orientale de la plaque Caraïbe sous laquelle s'enfonce, en un plan de subduction, la croûte océanique atlantique. Cet arc insulaire a une histoire complexe et est en activité depuis au moins le Crétacé inférieur (Ph. Bouyasse, 1988). A l'Eocène inférieur, s'installe sur ce substratum d'arc mésozoïque un front volcanique dont la trace est repérable depuis Grenade, au sud, jusqu'à Anguilla, au nord; c'est l'arc ancien (Grenade - Grenadines - St Vincent - Ste Lucie - Martinique - Marie Galante - Grande Terre de Guadeloupe - Antigua - St Barthélemy - St Martin - Anguilla). Ultérieurement - et nous le préciserons plus loin - la ligne volcanique s'est éteinte et le volcanisme a repris quelques millions d'années plus tard le long de l'arc récent, toujours en activité et siège des Antilles volcaniques. Au sud, entre Grenade et Martinique, l'arc ancien et l'arc récent sont imbriqués. Plus au nord, ils se séparent; d'abord progressivement entre Martinique et Guadeloupe, puis au-delà, l'écart se stabilise à une cinquantaine de kilomètres. Ces deux branches volcaniques distinctes sont appelées, l'une au NE, arc externe (de Marie-Galante à Anguilla), faisant partie des Antilles calcaires qui comprennent en outre la Désirade et Barbuda (cf. Ph. Bouyasse, 1984), l'autre au NW, arc interne (Dominique - Les Saintes - Basse-Terre de Guadeloupe - Montserrat - Redonda - Nevis - St Kitts - St Eustache - Saba et un tronçon septentrional sous-marin long de 110 km). Ces deux branches sont séparées, au nord de la Guadeloupe, par l'étroite dépression de Kallinago dont la profondeur croît d'environ 600 m, au sud, à plus de 1000 m au Nord (Ph. Bouyasse, 1979).

La trace en surface du contact entre la plaque Caraïbe et la croûte atlantique subductée est soulignée par une forte anomalie négative de gravité (C.D. Bowin, 1976). La distance entre la ligne volcanique actuelle (arc récent) et la trace de la subduction est à peu près constante tout le long de l'arc et de l'ordre de 150 km (fig. 1 et 5). D'un point de vue morphologique, ce contact n'est matérialisé - de manière classique - par un fossé que vers

le Nord, par le prolongement de la fosse de Porto-Rico (plus de 6000 m de profondeur) jusqu'à la latitude d'Antigua. Le fossé se comble progressivement pour faire place au très important prisme d'accrétion sédimentaire de la Barbade qui émerge à l'île du même nom et a une épaisseur maximale de l'ordre de 20 km (Westbrook, 1975 et 1982). Au fur et à mesure que l'on descend vers le Sud, le prisme s'étale de plus en plus largement vers l'Est, bien au-delà du contact lithosphérique entre les deux plaques, et à la hauteur de Grenade, le front de déformation du prisme en est éloigné de 300 km (cf. fig. 5). Le prisme de la Barbade est l'un des plus beaux exemples d'accrétion sédimentaire du monde (cf. B. Biju-Duval, J.C. Moore *et al.*, 1981 ; J.C. Moore, B. Biju-Duval *et al.*, 1982). Il doit son importance à l'énorme influx sédimentaire longitudinal provenant des systèmes fluviaux de l'Orénoque et de l'Amazone dont les apports solides actuels à l'embouchure (J.D. Milliman et R.H. Meade, 1983) sont estimés respectivement à 210 et 900 x 10⁶ t/an (7^{ème} et 3^{ème} rangs mondiaux). On rappellera que la plus grande partie des apports amazoniens sont détournés vers la zone Caraïbe par le courant des Guyanes (cf. Ph. Bouysse et J. D. Roux, 1978), mais que l'Amazone n'a commencé à couler vers l'Atlantique qu'à partir du Miocène supérieur, au moment de la phase de surrection majeure des Andes (H. Grabert, 1983).

Structure de la croûte atlantique, rides et zones de facture

Une récente interprétation des anomalies magnétiques de la croûte océanique de l'Atlantique Central, qui fait face à l'arc des Petites Antilles, montre (G.K. Westbrook, *in* : R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984 ; G.W. Westbrook *et al.*, 1984) que l'âge de la croûte qui borde la trace de la subduction (fig. 5 et 6) est plus ancien que la fin de l'anomalie 34 (long intervalle de polarité normale, de 118 à 84 Ma, encore appelé "Cretaceous Quiet Zone" ; cf. D.V. Kent et F.M. Gradstein, 1985), c'est-à-dire que la limite Santonien/Campanien. Il n'y a qu'un endroit où ce marqueur magnétique atteint la plaque Caraïbe, c'est à la hauteur de l'île de Barbuda. La subduction de l'Est-Caraïbe est donc caractérisée par le plongement d'une croûte océanique relativement vieille. Ces âges magnétiques ont été confirmés par le forage DSDP 543 effectué un peu au nord d'un parallèle passant par l'extrémité septentrionale de la Dominique et immédiatement à l'est de l'anomalie 34 : les basaltes du socle océanique sont recouverts par des argiles calcaires et ferrugineuses attribuées à l'intervalle Campanien inférieur à Maastrichtien inférieur (Shipboard Scientific Party, 1984). Ce n'est que vers l'extrême sud que ce dispositif Crétacé supérieur semble recoupé à l'emporte-pièce par une ligne NW-SE partant du sud de la Barbade, et G.K. Westbrook (*Ibid.*) suggère qu'au-delà, la croûte est jurassique ou Crétacé inférieur et qu'elle s'est formée avant que l'Amérique du Sud ne se détache de l'Afrique pour former l'Atlantique Sud. Dans le secteur compris entre cette limite et les parages de Barbuda, la croûte océanique est recoupée par de très nombreuses zones de fractures qui décalent en un jeu senestre les tronçons d'anomalies magnétiques. Ce décalage est compris entre 60 et 250 km.

Plus au large, des travaux généraux concernant la structure et l'évolution cinématique de

l'Atlantique Nord et Central (S. Le Douaran et J. Francheteau, 1981 ; J.L. Olivet *et al.*, 1984) ont montré une concentration inhabituelle de sept grandes zones de fractures (Z.F.), prenant généralement "racine" à l'axe de la Ride Médio-Atlantique (entre 10°N et 16°N) et se dirigeant vers l'Ouest, en direction des Petites Antilles (fig. 6). Deux d'entre elles sont bien connues, la Z.F. de Fifteen Twenty (15°20'N) vers le nord (B.J. Collette et K.W. Rutten, 1972 ; G. Peter et G.K. Westbrook, 1976) et rebaptisée Z.F. de la Désirade (S. Le Douaran et J. Francheteau, 1981 ; J.L. Olivet *et al.*, 1984) et la Z.F. du Vema. Tous ces accidents s'expriment morphologiquement par des sillons relativement étroits. La Royal Deep (B.J. Collette *et al.*, 1973), localisée au Nord et à proximité de la branche ouest de la Z.F. de la Désirade, ne rejoint pas l'axe de la Dorsale d'accrétion océanique, et atteint presque 6000 m de profondeur. La Z.F. de la Désirade pourrait se prolonger par celle de Barracuda qui se trouve devant les Petites Antilles, mais on n'en a pas confirmation (G. Peter et G.K. Westbrook, 1976). Les branches occidentales des Z.F. du Vema et de la Désirade sont flanquées, sur une partie seulement de leur longueur, par des rides dont l'une (au sud de la Z.F. de la Désirade), dénommée ride du Researcher (cf. G. Peter et G.K. Westbrook, 1976), s'élève jusqu'à des profondeurs inférieures à 900 m. Ce sont, on l'a vu, les "fault-flanking transform ridges" de S. Stein *et al.* (1982).

Plus au Nord, en revanche, il semble que la croûte atlantique soit beaucoup moins fracturée (voir la carte structurale de l'Atlantique Nord et Central de J.L. Olivet *et al.*, 1984). La croûte longeant le coin NE de la plaque Caraïbe (de l'est des Iles Vierges jusqu'aux pointes orientales d'Hispaniola et de la plate-forme des Bahamas) a un âge couvert par la totalité de l'anomalie 34 (c'est-à-dire jusqu'à l'Aptien basal).

La morphologie des fonds atlantiques devant le prisme de la Barbade n'est pas uniforme ; elle est accidentée par des rides d'orientation WNW-ESE qui jouent un rôle de barrage pour les sédiments (G.K. Westbrook, 1982 ; A. Wright, 1984) (cf. fig. 5). Cette action, jointe à l'éloignement progressif des sources terrigènes méridionales, conduit à un gradient de diminution extrêmement sensible du recouvrement sédimentaire (cf. R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984 ; W.M. White *et al.*, 1985). Supérieure à 7 km au sud de 11°N (dépôts turbiditiques et hémipélagiques), l'épaisseur des sédiments n'atteint plus que 200 m au nord de la ride de Barracuda (dépôts essentiellement pélagiques). A la base du flanc nord de la ride de Tiburon, située au sud de celle de Barracuda, le forage de référence 543 du leg 78 A n'a traversé que 411 m d'argiles hémipélagiques et pélagiques avant d'atteindre le socle basaltique du Crétacé supérieur. Cet effet se retrouve bien évidemment dans la bathymétrie puisqu'au large de Trinidad, les fonds de la plaine abyssale de Demerara sont à moins de 4000 m, tandis que ceux de la plaine abyssale de Barracuda, tout au nord, sont à plus de 5700 mètres.

L'interprétation des profils de sismique multi-traces effectués de part et d'autre du front de déformation du prisme de la Barbade permet de se faire une idée de la morphologie du toit du socle océanique qui va s'enfouir sous le prisme, avant d'être absorbé plus à l'Ouest par la subduction proprement dite (A. Mauffret *et al.*, 1984 ;

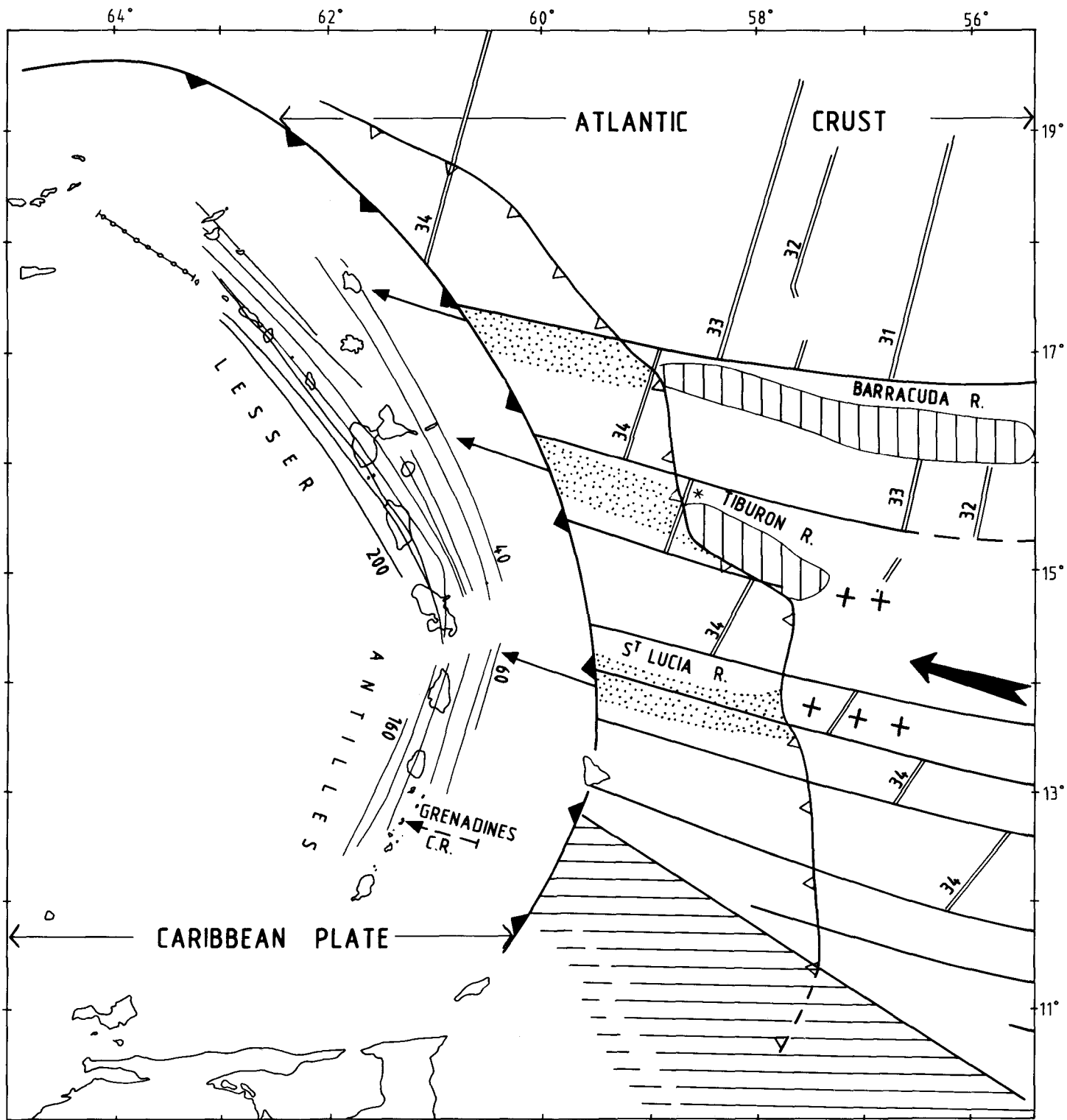


Fig. 5.- Structure et subduction de la croûte océanique atlantique dans l'Est-Caraïbe.
 1 - Structure (d'après G.K. Westbrook, 1982, et in : R.C. Speed, G.K. Westbrook et al., 1984 ; adapté et simplifié). Ligne avec triangles noirs : trace de la subduction ; ligne avec triangles ouverts : front de déformation du prisme sédimentaire de la Barbade. Double trait et trait simple subperpendiculaire : anomalie magnétique du Crétacé supérieur avec numéro correspondant, et zone de fracture. Zone avec hachures horizontales : croûte océanique d'âge Jurassique et/ou Crétacé inférieur possible. Ride asismique : relief enfoui sous les sédiments atlantiques (croix allongées) ; relief morphologiquement exprimé (hachures verticales) ; relief masqué par le prisme de la Barbade (pointillés) ; extension de la ride dans le plan de subduction (flèche fine ; Grenadines C.R. : crypto-ride des Grenadines). Les petits tronçons très hypothétiques des rides de la Dominique et de la Barbade, sous le prisme, n'ont pas été indiqués.
 2 - Subduction (d'après G. Wadge et J.B. Shepherd, 1984 ; simplifié). Iso bathes du plan de subduction tous les 20 km. Grosse flèche : azimuth de la convergence de l'Est-Caraïbe adopté dans ce travail.
 Astérisque : forage 543 du leg DSDP 78 A. Segment avec petits cercles : terminaison septentrionale éteinte de l'arc interne des Petites Antilles (Ph. Bouyasse et al., 1985b).

G.K. Westbrook *et al.*, 1984). Ainsi trois reliefs principaux affrontent ce prisme. Les deux plus septentrionaux sont bien exprimés dans la morphologie sous-marine : *les rides de Barracuda et de Tiburon*. La troisième, *la ride de Sainte Lucie*, n'est décelable qu'en sismique réflexion, sous la couverture sédimentaire.

La ride de Barracuda est la plus longue avec 450 km. Sa largeur oscille entre 30 et 50 km. Son élévation est variable, mais une bonne partie des reliefs sont à moins de 4600 m, et son point culminant à - 3291 m (*cf.* G. Peter et G.K. Westbrook, 1976 ; R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984). Les points hauts de la ride surplombent les plaines abyssales de Barracuda, au nord, et de Demerara, au sud, de 2500 et 2300 m, respectivement. D'orientation E.SE-W.NW (azimut moyen à 288°) près du prisme, la ride passe à l'est vers 57°W à une direction sensiblement E-W, pour se terminer plus à l'est vers 54°30'W. Son flanc nord, le plus penté (localement jusqu'à 30° ; F.S. Birch, 1970), est limité par un accident, la faille de Barracuda (A. Mauffret *et al.*, 1984) qui pourrait se relier, on l'a vu, à la zone de fracture de la Désirade. A proximité du front de déformation, la faille est marquée par un sillon topographique (fosse de Barracuda) qui est entièrement comblé plus à l'est. L'épaisseur des dépôts qui recouvrent la ride est en général inférieur à 400 m (*cf.* planche, *in* : R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984). Son socle volcanique affleure localement : des basaltes y ont été dragués sur le flanc nord (F.S. Birch, 1970 ; E. Bonatti, 1971). F.S. Birch a pu par ailleurs démontrer, en étudiant les anomalies gravimétriques, que la ride de Barracuda n'est pas compensée (absence de racines). Son modèle montre qu'elle correspond à une rupture de la croûte océanique le long de la Z.F. de Barracuda dont la lèvre méridionale serait relevée. Ultérieurement, l'étude des anomalies du géoïde (altimétrie radar) par C. Bowin (1980) a bien confirmé que la ride de Barracuda correspondait à une anomalie isostatique positive.

La ride de Tiburon a été moins étudiée que la précédente. Elle est beaucoup plus courte (environ 150 km), sa largeur est de 30 à 40 km et son point culminant (- 3945 m) domine la plaine abyssale qui le sépare de la ride de Barracuda de 1850 m (*cf.* R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984). La ride est, elle aussi, d'orientation E.SE-W.NW (son azimut moyen est un peu plus élevé que celui de la ride de Barracuda : 294°). Son flanc méridional est associé à une inflexion du front de déformation, dispositif qui illustre clairement l'effet de barrage sédimentaire joué par ces rides. La sismique multitraces semble montrer (G.K. Westbrook *et al.*, 1984) une poursuite du relief sous les sédiments, à l'est de 57°20'W, qui prendrait alors une direction proche de l'E-W. Ce relief caché peut être suivi jusque vers 56°W. La ride de Tiburon est encadrée par deux zones de fracture.

Plus au sud, la ride de Ste Lucie est entièrement masquée par le recouvrement sédimentaire, plus important qu'au nord. En raison de la faible densité des profils sismiques à cet endroit (*cf.* G.K. Westbrook *et al.*, 1984), l'orientation exacte de la ride est mal définie, mais semble se placer entre E-W et l'E.SE-W.NW. Sur son axe, l'épaisseur des sédiments semble pouvoir être estimée à environ 1500 mètres. Par rapport aux dépressions du socle qui encadrent la ride de Ste Lucie, sa dénivelée est de l'ordre de 2 à 3000 mètres.

Les rides sous le prisme de la Barbade

Avant d'être absorbées par la subduction et introduites sous la lithosphère de la plaque chevauchante, les rides qui viennent d'être décrites passent sous le front de déformation pour être enfouies sous le prisme d'accrétion de la Barbade (R.L. Chase et E.T. Bunce, 1969 ; C. Schubert et G. Peter, 1973 ; G.K. Westbrook, 1982 ; G.K. Westbrook *et al.*, 1984). Leur trace cachée induit des déformations dans la morphologie du prisme et notamment des ruptures de pente, d'orientation E.SE-W.NW, dans la pente régionale, abaissant cette dernière par paliers vers le nord. Les rides enfouies se marquent également par des anomalies gravimétriques, et elles ont pu être repérées sur certains profils sismiques multitraces (G.K. Westbrook, 1975 et 1982 ; G.K. Westbrook *et al.*, 1984) (*cf.* fig. 5). Un bel exemple en est fourni par le prolongement de la ride de Barracuda qui est bien visible à une centaine de kilomètres à l'ouest du front de déformation, sur un profil de M. Marlow *et al.* (1974 ; profil U-45, leur fig. 8), et exactement dans l'alignement de la ride avant son introduction sous le prisme.

C'est cette étude des anomalies bathymétriques qui avait permis initialement à G. Peter et G.K. Westbrook (1976) de mettre en évidence la ride de Ste Lucie, dénommée à l'époque par eux "St Lucia - Barbados Transverse Ridge". Ces mêmes considérations morphologiques ont conduit G.K. Westbrook (1982 ; *cf.* sa fig. 4) à supposer la présence de courtes rides orientées l'une en direction de la Dominique (réutilisée ultérieurement par W.R. McCann et L.R. Sykes, 1984, et appelée "Dominica segment"), l'autre en direction de l'île de la Barbade et qui pourrait être responsable de la surrection de cette dernière au Quaternaire. G.K. Westbrook (1982) estime que toutes ces rides font un certain angle avec le vecteur de convergence entre la croûte atlantique et la plaque Caraïbe, et peuvent entretenir un effet de "charrue ou de chasse-neige" (plough ou snowplow action) en comprimant les sédiments en contact avec le bord sud des rides. Mais cet auteur admet que le mécanisme est surtout observable pour la ride de Tiburon, ce que semble confirmer l'analyse morphostructurale des levés au sondeur multifaisceaux Seabeam effectués dans ce secteur (P. Fontas *et al.*, 1984).

Les mécanismes de formation du prisme de la Barbade ont été étudiés en grand détail (B. Biju-Duval, J.C. Moore *et al.*, 1981 ; B. Biju-Duval *et al.*, 1982 ; G.K. Westbrook *et al.*, 1982 et 1984 ; J.C. Moore, B. Biju-Duval *et al.*, 1982 ; G.K. Westbrook et A.L. Smith, 1983 ; J.C. Moore et B. Biju-Duval, 1984 ; A. Mauffret *et al.*, 1984 ; P. Valéry *et al.*, 1985). La tranche supérieure des sédiments couvrant la croûte atlantique est "épluchée" (offscraping), accolée et tectonisée, au front du prisme, en écaillés chevauchant vers l'est. La partie inférieure, solidaire de la croûte, progresse vers la zone de subduction, sous la surface de décollement. Celle-ci a pu être suivie en sismique multitraces jusqu'à 80 km du front. Le décollement est favorisé par des discontinuités lithologiques générales qui donnent lieu à des surpressions de fluides. L'épaisseur de la tranche épluchée est certainement variable dans le temps et dans l'espace, mais il est probable qu'une portion non négligeable de sédiments est entraînée par la subduction dans l'asthénosphère. Dans le cas de

rides enfouies comme celle de Ste-Lucie, le décollement peut réduire, voire déblayer la couverture sédimentaire sus-jacente. Dans tous les cas, l'épluchage conduira à accentuer le contraste, à la surface du plan de Wadati-Benioff, entre les zones fortement sédimentées et celles qui ne le sont que modérément.

En résumé, le contexte structural présentement observable entre la Ride Médio-Atlantique et l'arc des Petites Antilles, autorise raisonnablement à penser que pendant les deux ou trois dernières dizaines de millions d'années, la croûte atlantique, entrant en subduction sous la plaque Caraïbe, présentait les caractères généraux suivants (cf. fig. 5 et 6) :

- découpage en nombreuses zones de fractures, caractéristiques de ce secteur de l'Atlantique Central ;
- présence de rides flanquant les zones de fractures et pouvant se présenter sous forme de chapelets ou de rides isolées, de longueur et d'élévation variables ;
- possibilité d'une certaine fluctuation de l'azimut des rides, toutefois relativement modérée autour de la direction moyenne ESE-WNW imposée par la cinématique des directions transformantes de l'Atlantique Central ;
- variabilité de l'importance des sédiments entraînés par la plaque plongeante sous l'arc.

Caractéristiques de la subduction de l'Est-Caraïbe

Depuis les travaux de pionniers de L.R. Sykes et M. Ewing (1965) et de Molnar et Sykes (1969) consacrés à la sismicité de l'ensemble caraïbe, celle des Petites Antilles (qui seule permet de définir le plan de subduction de l'Est-Caraïbe) a été étudiée avec une attention de plus en plus grande (cf. notamment J.F. Tomblin, 1975 ; J. Dorel, 1978 et 1981 ; A. Frankel *et al.*, 1980 ; O.J. Perez et Y.R. Aggarwal, 1981 ; A. Frankel, 1982 ; S. Stein *et al.*, 1982 et 1983 ; W.R. Sykes *et al.*, 1982 ; N. Girardin et R. Gaulon, 1983 ; W.R. McCann et L.R. Sykes, 1984 ; G. Wadge et J.B. Shepherd, 1984). Dans l'ensemble, le niveau de sismicité des Petites Antilles est faible si on le compare à ceux d'autres zones de subduction. Ce fait explique pourquoi le champ des contraintes de la région est encore mal documenté. Mais l'installation récente de nouveaux réseaux de sismographes devrait permettre de surmonter ce handicap. Pour la période comprise entre 1950 et 1978, on n'a enregistré que six séismes de magnitude (Mb) supérieure à 6, d'ailleurs tous localisés au nord de 14°N, c'est-à-dire dans la moitié nord de l'archipel (J. Dorel, 1981). Il en résulte que la géométrie du plan de Wadati-Benioff a été longtemps difficile à appréhender dans le détail. Ainsi, les travaux les moins récents (ne reposant que sur les enregistrements téléseismiques) suggéraient le découpage de ce plan en trois panneaux distincts : le panneau central (Martinique - Dominique - Guadeloupe), plongeant sous un angle d'environ 60°, étant encadré par deux panneaux moins pentés, de l'ordre de 30° (cf. J.F. Tomblin, 1975 ; J. Dorel, 1981). L'amélioration de la sismicité instrumentale au cours des années 1970 par l'accroissement de la densité du réseau de surveillance local et la transmission des données par téléométrie a permis à G. Wadge et J.B. Shepherd (1984) de proposer une géométrie plus précise (cf. fig. 5).

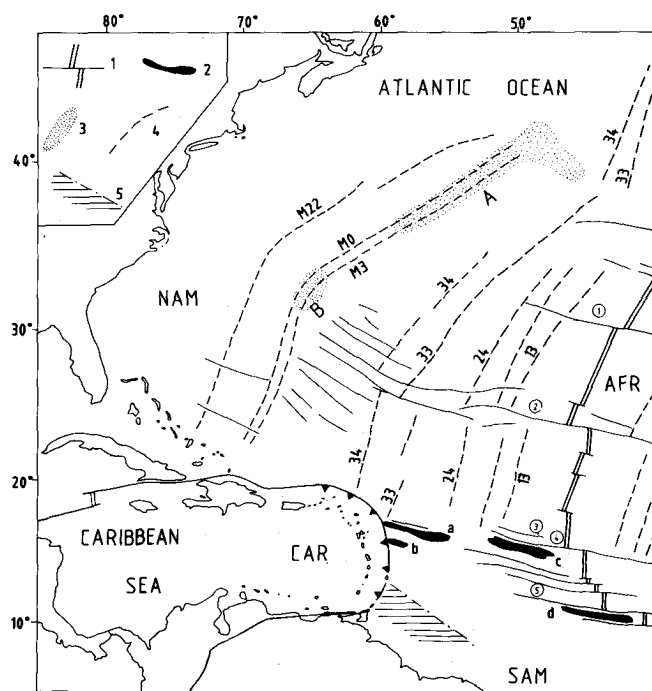


Fig. 6.- Structure générale de l'Atlantique Centre-Occidentale, d'après J.L. Olivet *et al.* (1984) simplifiée et localement complétée. 1 : axe d'accrétion océanique médio-atlantique et zones de fracture associées (1 : Z.F. de l'Atlantis ; 2 : Z.F. du Kane ; 3 : Royal Deep ; 4 : Z.F. de Fifteen-Twenty ou de la Désirade ; 5 : Z.F. du Vema). 2 : ride de taille transformante (a : de Barracuda ; b : de Tiburon ; c : du Researcher ; d : du Vema). 3 : croûte océanique anormale du Crétacé moyen. 4 : anomalie magnétique avec numéro correspondant. 5 : croûte jurassique et/ou Crétacé inférieur possible. NAM, SAM, CAR, AFR : plaques Amérique du Nord, Amérique du Nord, Amérique du Sud, Caraïbe, et Afrique. La frontière entre NAM et SAM, mal définie, n'a pas été indiquée (voir le texte).

L'élément principal consiste en un vaste panneau orienté vers le NNW, depuis la Martinique jusqu'au nord de l'arc, atteignant la profondeur maximale de 210 km et plongeant vers l'W.SW avec un angle de 60°-50°. Un autre panneau, du sud de la Martinique à Grenade, formant un angle de 130° avec le précédent, est moins penté (50°-45°) et n'atteint que 170 km de profondeur ; sa sismicité est très faible et l'on y a noté une quasi-absence de séismes dans le secteur des Grenadines (entre 13°N et 12°N) pendant la période de temps d'observation (juillet 1978 à avril 1984). Enfin, le panneau le plus méridional est sismiquement complexe. G. Wadge et J.B. Shepherd l'interprètent comme un plan vertical de même orientation que le précédent et ne dépassant pas 150 km de profondeur, alors que dans une étude antérieure de cette région méridionale de l'arc, O.J. Perez et Y.P. Aggarwal (1981) le définissent comme une subduction à pendage (d'environ 45°) vers le NW. Cette dernière zone sismique, qui va jusqu'à toucher la péninsule d'Araya-Paria (Venezuela), pose un problème géodynamique, puisqu'elle n'induit aucun volcanisme d'arc et qu'elle est prise en étau entre le substratum mésozoïque de l'arc des Petites Antilles (cf. Ph. Bouyasse, 1988) au NW, et le continent sud-américain, au SE, dont elle recoupe d'ailleurs la plate-forme continentale (Est-Vénézuélien et Trinidad). Pour G. Wadge et J.B. Shepherd, l'élément de premier ordre de la géométrie de la subduction de l'arc des Petites Antilles est représenté par la discontinuité majeure qui apparaît au sud de la Martinique, vers 14°30'N.

Avec la nouvelle base de données fournie par G. Wadge et J.B. Shepherd (1984 ; cf. fig. 2), la profondeur moyenne du plan de subduction sous les volcans des Petites Antilles est la suivante :

- 140-160 km, de Saba à la Basse-Terre de Guadeloupe ;
- de l'ordre de 180 km, sous la Dominique et la Martinique ;
- comprise entre 100 et 140 km, de Saint-Vincent à Grenade.

La détermination de la vitesse et de l'azimut de la convergence est délicate et donne lieu à controverse. Ces paramètres sont estimés (cf. T.H. Jordan, 1975) à partir de données provenant de la sismicité de l'arc (vecteurs de glissement sismique) et/ou de la cinématique des plaques (orientation des zones de fracture transformantes, anomalies magnétiques, mouvement absolu des plaques par rapport à un système de "points chauds" considérés comme fixes). Le problème se pose donc de savoir quelle est la plaque qui est subductée sous les Petites Antilles, c'est-à-dire sous la plaque Caraïbe (CAR). Si les premiers modèles de plaques ne considéraient qu'une plaque Amérique unique (cf. X. Le Pichon, 1968 ; W.J. Morgan, 1971), il est apparu nécessaire par la suite de la dissocier en une plaque Amérique du Nord (NAM) et une plaque Amérique du Sud (SAM) séparées par une frontière qui n'a pu, jusqu'à présent, être déterminée avec précision, mais qui est supposée rejoindre la plaque Caraïbe.

Les premières estimations sont fournies par P. Molnar et L.R. Sykes (1969) qui, à partir de différentes méthodes, obtiennent plusieurs taux de convergence : 0,5 cm/an (taux de glissement sismique), 2,0 cm/an (longueur de la zone sismique ; cf. B.L. Isacks *et al.*, 1968), et 2,2 cm/an (pôles de rotation). Leur azimut du vecteur de convergence d'une plaque Amérique unique vers la plaque Caraïbe est de 260°.

Les caractéristiques de la convergence les plus communément admises sont celles qui ont été proposées par J.B. Minster et T.H. Jordan (1978) dans leur modèle planétaire amélioré RM 2 (RM = relative motion) utilisant 110 taux d'expansion océanique, 78 azimuts de failles transformantes et 142 vecteurs de glissement sismique, et pour les mouvements relatifs entre NAM et CAR, la vitesse d'accrétion de $2,0 \pm 0,2$ cm/an établie par K.C. McDonald et T.L. Holcombe (1978) pour la ride de Cayman depuis 2,4 Ma. Se basant sur le modèle RM2 et sur les mécanismes au foyer du séisme de Noël 1969 (dont l'épicentre était situé dans le prolongement de la ride de Tiburon : 15,8°N et 59,6°W) S. Stein *et al.* (1982) ont calculé les caractéristiques locales de la cinématique des plaques en présence dans l'Est-Caraïbe : frontière NAM/SAM passant quelque part entre les parallèles encadrant les Petites Antilles ; azimuts et taux de convergence respectivement de 281° et 1,9 cm/an pour NAM, et de 284° et 2,2 cm/an pour SAM. Il en résulte une légère convergence (3°) entre les deux plaques Amérique qui ont, globalement, une direction W.NW. Ce modèle implique par ailleurs un léger découplage de 0,3 cm/an entre les deux plaques, le long d'un cisaillement dextre orienté à 118° (ou 298°).

Les travaux de sismologie de J. Dorel (1978), prenant en compte une vingtaine de mécanismes au

foyer de séismes de l'arc des Petites Antilles, sont en bon accord avec les conclusions de J.B. Minster et T.H. Jordan (1978) et conduisent à proposer un azimut de 285° pour la convergence entre SAM et CAR. Etudiant par ailleurs la sismicité de la portion de bassin Atlantique située entre les Petites Antilles et la Ride Médio-Atlantique, cet auteur a pu mettre en évidence (cf. sa fig. 4-4) pour la période comprise entre 1950 et 1974, un alignement diffus de 12 séismes de faible magnitude (sauf deux, de magnitude 5,6 et 6,2), reliant l'extrême nord des Petites Antilles (21°N-62°W) à l'axe de la Ride Médio-Atlantique (17°N-46,6°W). La résolution des mécanismes au foyer de l'un de ces séismes (séisme n° 5) donne un vecteur de coulissage dextre de 0,2 cm/an orienté à 124° (ou 304°), assez semblable à celui que l'on peut calculer en ce point avec le modèle RM 2 (0,2 cm/an et 109° ou 289°). L'orientation de ce vecteur glissement est également assez proche de celle définie par l'alignement des 12 séismes. Toutefois, d'autres séismes ont été détectés par Dorel, plus au sud, un premier groupe, entre 16,7°N-11,5°N et 58,8°W-57,4°W, plus proche de l'arc, et un deuxième, entre 13,8°N-11,8°N et 51,3°W-47,2°W, plus proche de la Ride Médio-Atlantique.

Etant donné la faible vitesse de déplacement des plaques en question, on peut penser que la limite entre NAM et SAM est diffuse, mal définie, et qu'elle se répartit globalement, ou de manière aléatoire au cours du temps, le long du réseau de zones de fractures situé entre les Z.F. de la Désirade et du Vema, décrit plus haut. Nous rejoignons en cela l'opinion de S. Le Douaran et J. Francheteau (1981) qui considèrent que le découplage peut se produire sur toute la largeur de la bande comprise entre 20°N et 10°N. M.M. Ball et C.G. Harrison (1969) et C.G. Harrison et M.M. Ball (1973), étudiant les lois cinématiques de l'ouverture des bassins océaniques, et notamment de l'Atlantique, ont également suggéré que le mouvement différentiel entre NAM et SAM s'échelonne, depuis la Ride Médio-Atlantique jusqu'à la région Caraïbe, le long de grandes failles de décrochement sénestre, et cinématiquement actives sur toute leur longueur (comme l'exige leur théorie) et non point seulement limitées au segment de faille défini par le décalage par les deux tronçons de ride contigus, selon le modèle de J.T. Wilson (1965). On rappellera cependant que pour G. Wadge et J.B. Shepherd (1984), la discontinuité majeure, vers 14°N, observée dans le plan de subduction des Petites Antilles (cf. fig. 5), pourrait correspondre au point triple CAR/NAM/SAM, la frontière entre NAM et SAM rejoignant la Ride Médio-Atlantique entre 13°30'N et 14°N.

Le cadre cinématique général défini par J.B. Minster et T.H. Jordan (1978) pour CAR, NAM et SAM, est contesté par L.R. Sykes *et al.* (1982). Ceux-ci soutiennent que le taux d'expansion actuel de la ride de Cayman (environ 2 cm/an) ne représente pas la vitesse relative du déplacement actuel entre NAM et CAR. Cette dernière serait en réalité de l'ordre de 4 cm/an, identique à celle qui a été calculée par K.C. McDonald et T.L. Holcombe (1978) pour la ride de Cayman et pour la période antérieure à 2,4 Ma. Pour résoudre cette contradiction, ils font intervenir deux failles transformantes sénestres (et non plus une seule), encadrant la fosse de Cayman à l'est de la ride, et le long desquelles peut se répartir le mouvement différentiel. Ils retrouvent un taux de convergence

NAM/CAR du même ordre, en étudiant la sismicité de la frontière NE de la plaque Caraïbe, depuis l'est d'Hispaniola jusqu'à la Guadeloupe, et en utilisant une méthode faisant intervenir la longueur de la zone sismique plongeante et l'âge de la croûte subductée (cf. P. Molnar *et al.*, 1979; G.F. Davies, 1980). A partir de deux variantes de cette méthode, ils obtiennent les valeurs de 3,3 et de 4,1 cm/an qu'ils moyennent à 3,7 cm/an. L'âge de la croûte adopté par L.R. Sykes *et al.* est de 80 Ma, mais si l'on utilise la moyenne des âges extrêmes de cette portion de croûte (âges évoqués plus haut : $[119 + 84] / 2 = 101$ Ma), on obtient une vitesse de 2,6 cm/an ($L = A \cdot v / co$, avec L : longueur de la zone sismique = 265 km, co : coefficient = 10, v : vitesse, A' : âge de la croûte), donc déjà plus proche des valeurs proposées par les autres auteurs. Un travail récent de A. Mocquet et Y. P. Aggarwal (1985), qui prend en compte aussi bien la sismicité historique (1600-1980) qu'instrumentale (1963-1980), confirme un taux de coulisage global de $2 \pm 0,5$ Ma à la hauteur de la Guadeloupe, et conclut à une subduction largement asismique dans le sud de l'archipel.

En se basant sur la configuration de la même zone sismique descendante qui leur avait servi à calculer le taux de subduction, L.R. Sykes *et al.* (1982) proposent une orientation de la convergence NAM/CAR inhabituelle, avec un azimut de 245° (calculé sur cinq trajectoires), c'est-à-dire W.SW. Il en résulte, entre cette valeur de l'azimut de NAM et celles de l'azimut de SAM proposées par Dorel (1978) ou de D.J. Perez et Y.P. Aggarwal (1981), un angle de 40° ($285^\circ - 245^\circ$) ou d'environ 70° ($NW - 245^\circ$) respectivement. Ces angles sont très élevés, et impliquent une forte composante de convergence entre les deux plaques Amérique qui devrait se traduire par le chevauchement de l'une sur l'autre, ou du moins à une tectonique vigoureuse qui n'est pas perceptible dans les fonds de l'Atlantique Central.

Pour la suite de ce travail, nous pensons qu'il est raisonnable, en l'état actuel des données disponibles, d'adopter pour la zone de subduction des Petites Antilles, les résultats de J. Dorel (1978) et de J.B. Minster et T.H. Jordan (1978) : une vitesse de subduction de l'ordre de 2 cm/an, et un azimut de convergence (qu'il s'agisse de la plaque Amérique du Sud, de la plaque Amérique du Nord, ou d'une zone transitionnelle) d'environ 285° . Un tel vecteur de convergence semble être confirmé par le fait que la ride de Barracuda (azimut moyen : 288°) ne semble pas provoquer (cf. supra) d'effet de chasse-neige avec le prisme de la Barbade, tandis que cet effet est plus prononcé pour la ride de Tiburon (azimut moyen : 294°). Des études de la déformation et des régimes de contraintes actuels menées à partir de la fracturation observée sur les îles de l'arc des Petites Antilles, sont en accord avec une convergence orientée vers l'W.NW, plutôt que vers l'W.SW, avec des azimuts compris entre 290° et 310° pour J.G. Chabellard *et al.* (1986) et d'environ 310° pour J.R. Bonneton et A.E. Scheidegger (1981).

On a vu que la quasi-totalité des séismes importants ($m > 5,5$) survenaient dans la moitié nord de l'arc des Petites Antilles, et que leur profondeur est généralement située entre 10 et 60 km (J. Dorel, 1978), c'est-à-dire à l'intérieur de la lithosphère caraïbe. N. Girardin et R. Gaulon (1983) suggèrent que cette distribution spatiale est induite

essentiellement par les contraintes qui naissent à l'interface entre la croûte atlantique et la plaque Caraïbe. Dans une étude détaillée de la sismicité des Petites Antilles entre 1950 et 1978, S. Stein *et al.* (1982) interprètent les mécanismes au foyer du séisme d'Antigua du 8 octobre 1974 ($M_s = 7,4$) comme une réponse flexurale de la plaque chevauchante à la subduction (effet de relief) de la ride de Barracuda. Pour W.R. McCann et L.R. Sykes (1984), le tremblement de terre de 1843, le plus grand séisme historique des Petites Antilles ($M_s > 8$; J. Dorel, 1981), aurait été provoqué par le passage de la ride de Tiburon. Tout récemment, D.A. Wiens et S. Stein (1985) estiment que la plus grande partie de la sismicité peu profonde des Petites Antilles est associée à la subduction des rides de Barracuda et de Tiburon. En particulier cette dernière aurait déclenché le plus important séisme superficiel des Petites Antilles depuis le début du siècle (celui de 1905, $M_s = 7,5$).

Ainsi, ces études sismiques confirment l'extension des rides de Tiburon et de Barracuda dans la zone de subduction et démontrent le rôle déterminant que joue l'aspérité de leur relief à l'interface entre les deux lithosphères en présence.

En conclusion de ce chapitre, on insistera - comme l'ont déjà souligné S. Stein *et al.* (1982) - sur le cas extrême que constitue, parmi les marges actives, la subduction de l'Est-Caraïbe, avec l'absorption d'une croûte océanique vieille (autour de 100 Ma) à un très faible taux de convergence (environ 2 cm/an).

III - Effets de premier ordre, saut du front volcanique

L'événement majeur de l'histoire post-paléocène de l'Est-Caraïbe - c'est-à-dire après que l'ouverture du bassin de Grenade eut séparé la ride d'Aves de l'arc des Petites Antilles (Ph. Bouyasse, 1988) - a été le saut vers l'ouest, et dans la moitié nord seulement de l'arc, de la ligne volcanique : de l'arc externe (ou ancien) vers l'arc interne (ou récent). Nous allons préciser, grâce à un ensemble plus homogène de données récemment acquises, la chronologie de l'extinction puis de la reprise du volcanisme, et proposer une hypothèse sur la cause de ce saut (il n'a pas été observé de dérive progressive du front volcanique). Auparavant, nous rappellerons les travaux antérieurs qui ont fait référence à cet événement.

Travaux antérieurs

P.H.A. Martin-Kaye (1969) est le premier à avoir présenté de manière cohérente l'histoire cénozoïque des Petites Antilles et la succession des deux arcs volcaniques. Pour cet auteur, l'activité volcanique (arc ancien) cesse à l'Oligocène supérieur (pp. 175 et 182) ou au Miocène inférieur (pp. 173 et 182) et reprend (arc récent) au Miocène supérieur ou au Pliocène et le déplacement de la ligne volcanique proviendrait de la migration vers l'Est du "tectogène" antillais, en réponse à l'orogénèse andine. Cette hypothèse, déjà suggérée par R.A. Christman (1953), lors de son étude des îles de

la plate-forme d'Anguilla - St Barthélemy, est reprise par J.F. Tomblin (1975) qui, toutefois, ne fait plus appel à la notion de tectogène - devenue obsolète -, mais à celle de la subduction.

Pour L.K. Fink (1972), le volcanisme de l'arc ancien est pré-Miocène, et l'arc récent démarre à partir du Miocène moyen ou supérieur. La migration de l'axe volcanique résulterait d'un déplacement de la croûte de l'arc insulaire vers l'est au-dessus d'un alignement fixe de foyers magmatiques engendrés par la subduction. Cet auteur rapproche ce mécanisme de celui proposé par D.E. Karig (1971) pour l'ouverture des bassins marginaux de l'Ouest-Pacifique. Le déplacement de la croûte n'a eu lieu qu'au nord d'une hypothétique faille de décrochement passant au nord de la Dominique ; il a été contrecarré au sud de celle-ci par la butée opposée par les sédiments très épais du prisme de la Barbade.

Selon C.O. Bowin (1972), l'écart entre les deux arcs proviendrait du déplacement différentiel du coin NE de la plaque Caraïbe au-dessus de la croûte atlantique en subduction, vers le début de l'Oligocène. Ce mouvement aurait eu pour effet de stopper le volcanisme qui reprend à l'arrêt de la translation.

F. Nagle *et al.* (1976) prennent en compte l'hypothèse précédente et bornent chronologiquement l'arrêt du volcanisme entre 20 Ma (d'après leurs mesures radiométriques dans les Antilles Calcaires), et 7 Ma (âge K-Ar le plus ancien de l'arc interne, trouvé par P.E. Baker, 1969 ; cet âge est maintenant reconnu comme non valable, cf. R.C. Maury *et al.*, sous-presse).

D'après J. Lewis et E. Robinson (1976), l'activité de l'arc ancien aurait cessé vers 16 Ma et la reprise du volcanisme le long de l'arc récent se serait effectuée suivant une progression du sud (vers 12 Ma) vers le nord (vers 7 Ma), accompagnée d'une migration du plan de Wadati-Benioff.

A partir d'un lot important de mesures d'âges K-Ar, J.C. Briden *et al.* (1979) suggèrent que l'arc ancien s'éteint dans les Antilles Calcaires (arc externe) vers 10 Ma (ils ont quelque hésitation à fixer cette date) et que l'arc récent débute après 7,7 Ma dans la moitié nord des Antilles Volcaniques (arc interne), tandis que dans la partie méridionale des Petites Antilles, l'activité volcanique serait représentée, de façon relativement continue, depuis 37 Ma jusqu'à l'Actuel. La migration de l'arc est expliquée par une variation de l'angle d'incidence du plan de subduction ou par un déplacement de la profondeur de génération des magmas, ces deux phénomènes ayant pu être induits par une variation de la vitesse d'expansion sur la Ride Médio-Atlantique vers 9 Ma.

Ph. Bouysse (1979, et Ph. Bouysse *et al.*, 1980) se rallie à un hiatus magmatique de l'ordre d'une dizaine de millions d'années, entre le milieu du Miocène inférieur et le milieu du Miocène supérieur, et penche pour l'hypothèse d'un saut induit par une accélération de l'expansion sur la Ride Médio-Atlantique, tout en reconnaissant que ce processus n'est pas vraiment satisfaisant pour expliquer la divergence entre les deux arcs.

A.L. Smith *et al.* (1980) estiment que l'interruption volcanique se place entre 20 et 7 Ma

et qu'une subduction "pivotante" de la croûte atlantique autour d'un centre de rotation situé à l'extrémité méridionale de la zone de subduction, pourrait rendre compte de l'écartement des deux arcs, au nord.

J.G. Mitchell et D.J. Terrell (1983), étudiant les concentrations en gaz rares des laves des Petites Antilles, pensent que le changement de cycle volcanique ("translocation") n'a pas eu lieu vers 9 Ma, comme l'estiment J.C. Briden *et al.* (1979), mais plutôt autour de 16 Ma, corrélation basée sur certains âges K-Ar fournis par la littérature.

Ph. Bouysse a suggéré (1984 ; et Ph. Bouysse et P. Guennoc, 1983) que le saut de la ligne volcanique était lié à l'arrivée, par l'ESE, des rides de Barracuda et de Tiburon devant la zone de subduction, bloquant momentanément la subduction au Miocène inférieur, avant que cette dernière ne reprenne avec un angle de plongement modifié.

Dans son travail consacré à l'étude de la répartition des cendres volcaniques dans les forages du leg D.S.D.P. 78 A, localisés devant le prisme de la Barbade, J.H. Natland (1984) corréle leur absence, observée au Miocène supérieur (entre 11,2 et 8,7 Ma, si l'on se réfère à la fig. 4), avec la migration de la ligne volcanique.

W.R. McCann et L.R. Sykes (1984), on l'a vu, admettent que la plaque Amérique du Nord est subductée, à vitesse relativement élevée, selon un vecteur dirigé vers l'WSW. Cette cinématique inhabituelle les conduit à considérer que la ride de Tiburon, d'abord, puis celle de Barracuda (qu'ils prolongent très avant en direction du NW en la faisant ressortir au large de Porto-Rico et du banc des Bahamas sous la forme de la "Main Ridge"), ont abordé *en position frontale*, la zone de subduction au niveau du coude NE de la plaque Caraïbe, un peu à la manière d'une "tôle ondulée" (fig. 7). Le premier contact se serait produit il y a environ 10 Ma (Tortonien), suivi du saut de la ligne volcanique, dans le nord des Petites Antilles, vers 7 Ma, en réponse à l'engagement de la ride de Tiburon dans le plan de Wadati-Benioff dont elle aurait modifié l'inclinaison, grâce à une certaine flottabilité. Pour être cohérents avec leur modèle, McCann et Sykes considèrent implicitement (cf. leur fig. 15a) que l'activité volcanique de l'arc externe s'est poursuivie jusqu'il y a environ 10 Ma. L'introduction frontale de la ride de Barracuda se serait produite vers 3,5 Ma.

Chronologie du saut

Les différents scénarios que nous venons de passer en revue reposent, la plupart du temps, sur des données temporelles anciennes assez floues ou sur des âges radiométriques parfois sujets à caution. Nous allons maintenant examiner, île par île, les données les plus récentes de la géologie des Petites Antilles, afin de poser des jalons chronologiques plus affinés et plus contraignants (1). Ils sont rassemblés sur la figure 8.

(1) Le calibrage des limites des époques et des étages, et la chronométrie des échelles biozonales, sont ceux proposés par W.A. Berggren *et al.* (1985).

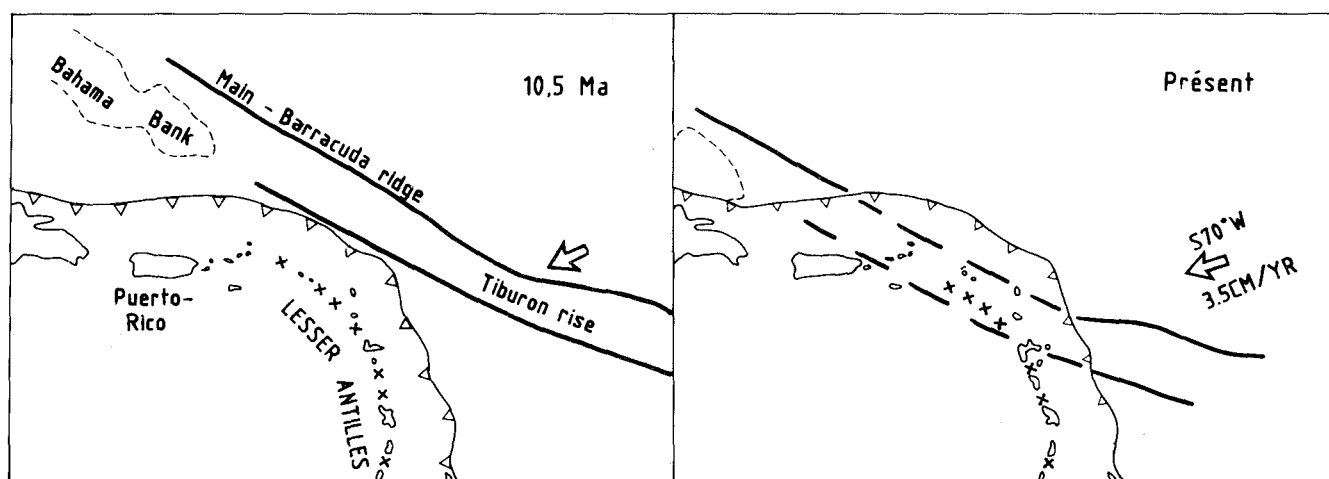


Fig. 7.- Représentation simplifiée du modèle de subduction frontale des rides de Tiburon et de Barracuda de W.R. McCann et L.R. Sykes (1984).

Ces auteurs ont adopté une convergence de la croûte atlantique avec le NE de l'arc antillais, dirigée vers l'WSW, et postulent un saut de la ligne volcanique des Petites Antilles depuis l'arc externe vers l'arc interne il y a environ 7 Ma.

Tronçon méridional

La chronologie du volcanisme de *Grenade* est encore assez mal connue. Les terrains affleurants les plus anciens correspondent à la formation volcano-sédimentaire de Tufton Hall (J.B. Saunders *et al.*, 1985). Celle-ci témoigne de la présence d'un volcanisme proche, au cours de l'Eocène supérieur terminal (Zone à *Globorotalia cerroazulensis*, 37,7-36,6 Ma), et peut-être de l'Oligocène inférieur (boutonnière de Bylands). Les formations volcaniques primaires exposées ont été datées par J.C. Briden *et al.* (1979). L'âge numérique le plus ancien, mesuré sur une andésite (n° 354), est isolé : $21,2 \pm 1,0$ Ma (Burdigalien) ; il est suivi par des valeurs qui s'étagent entre $14,0 \pm 0,4$ Ma et $0,94 \pm 0,11$ Ma.

Une révision de la géologie des *Grenadines* (D. Westercamp *et al.*, 1985) a montré l'existence d'une importante phase de rémission du volcanisme, entre un premier cycle éruptif se terminant à l'Oligocène inférieur terminal dans la Formation Windward de Carriacou (Zone à *Sphenolithus distensus*, NP 24 : 30,3 à 28,2 Ma) et un deuxième cycle débutant vers la base du Miocène (Burdigalien inférieur) avec la Formation Belmont s.s. (Zone à *Catapsydrax stainforthi* : 19 à 17,6 Ma). Cette dernière évaluation concorde avec la datation d'un bloc de basalte (n° 602), inclus dans cette formation ($18,1 \pm 0,5$ Ma ; J.C. Briden *et al.*, 1979).

L'examen de la morphologie sous-marine de *St-Vincent* (cf. carte bathymétrique, in : Ph. Bouysse *et al.*, 1985a) laisse à penser que cette île est de construction relativement récente et qu'elle s'est édifiée à cheval sur la bordure ouest du substratum de l'arc, et sur la croûte océanique du bassin de Grenade. Les dépôts sédimentaires y sont inconnus, à terre, et toutes les unités volcaniques datées par K-Ar sont plus jeunes que 3,6 Ma (J.C. Briden *et al.*, 1979 ; et H. Bellon, données inédites in : R.C. Maury *et al.*, sous presse).

Ste-Lucie ne laisse pratiquement affleurer que des produits volcaniques. Toutefois, quelques intercalations calcaires ont pu être datées de la Zone à *Globorotalia mayeri* (11,5 à 10,4 Ma, Serravalien supérieur ; P. Andreieff, comm. pers.,

1986). Un assez grand nombre de datations radiométriques (37 analyses) ont été effectuées (J.C. Briden *et al.*, 1979 ; M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1983). Deux mesures donnent des âges isolés de $18,3 \pm 0,9$ Ma (Burdigalien supérieur) et de $15,01 \pm 0,75$ Ma (Miocène moyen). Toutes les autres sont regroupées dans l'intervalle de temps qui va de $11,40 \pm 0,85$ Ma (Serravalien supérieur) au Récent.

La Martinique, la plus grande île de l'archipel, a fait l'objet de travaux détaillés très importants (cf. P. Andreieff *et al.*, 1988b) qui aboutissent à l'établissement d'une nouvelle carte géologique à 1/50.000 et d'une volumineuse notice explicative révisant l'âge des formations volcaniques et la stratigraphie des dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires, bien représentés (D. Westercamp et P. Andreieff, à paraître). Le substratum volcanique de l'île (arc externe) affleure dans l'est de la Martinique (complexe de base de la Caravelle et de Sainte-Anne) et est recouvert par les calcaires du Morne Castagne et de la pointe de la Caravelle, d'âge correspondant aux Zones à *Globorotalia opima* et/ou *Globigerina ciperoensis* (s'étagent globalement entre 32,7 et 23,8 Ma, c'est-à-dire de l'Oligocène inférieur élevé à la limite Oligocène/Miocène). Les âges numériques K-Ar proposés jusqu'à présent pour ce substratum, ne sont pas fiables compte tenu de son degré d'altération. L'âge recalculé (par J.C. Briden *et al.*, 1979) de $36,4 \pm 1,06$ Ma, publié par F. Nagle *et al.* (1976) pour une intrusion dacitique ne peut être retenu, car les levés de terrain et une nouvelle datation du B.R.G.M. ont prouvé que son âge était en fait miocène. La reprise de l'activité volcanique semble correspondre aux tuffites de Macabou qui ont été attribuées au sommet de la Zone à *Globorotalia hugleri* (soit entre 22,2 et 21,8 Ma, sommet de l'Aquitainien).

Branche NE

Les îles de *Marie-Galante* et de *Grande-Terre de Guadeloupe* sont entièrement recouvertes de calcaires pliocènes et pléistocènes (F. Garrabé et P. Andreieff, 1985). Toutefois, des affleurements très réduits de cendres tuffitiques à Marie-Galante (P. Andreieff *et al.*, 1983) indiquent l'existence

RIDES SUBDUCTEES SOUS LES PETITES ANTILLES

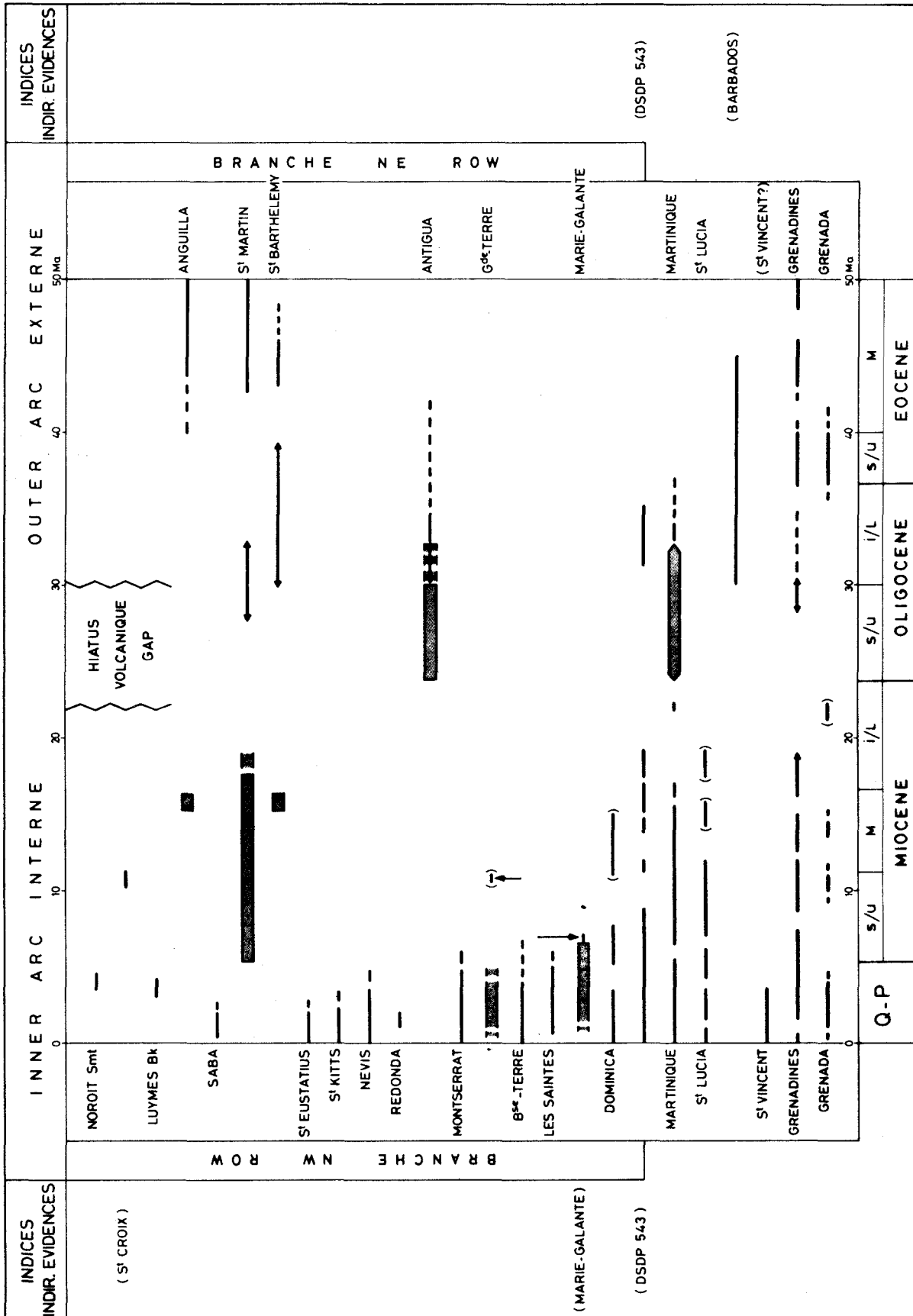


Fig. 8.- Chronologie des phases volcaniques (traits simples) de l'arc des Petites Antilles depuis 50 millions d'années. Les segments avec flèches correspondent aux bornes d'une fourchette d'estimation chronologique. Les segments avec double trait tramé correspondent aux dépôts (ou ouvertures calcaires) non volcanoclastiques. Les segments entre parenthèses se rapportent à des datations isolées ou douteuses. Pour les références et le détail, se reporter au texte.

d'une phase éruptive explosive rapportée à la partie inférieure de la Zone à *Neogloboquadrina humerosa* (soit de 8 à 6,5 Ma, Tortonien supérieur). Cette détermination est corroborée par une datation K-Ar, effectuée sur les plagioclases libres de la tuffite, de $6,8 \pm 0,3$ Ma (J.C. Baubron, analyse inédite, 1985). Le centre éruptif correspondant pourrait se trouver sur l'arc interne (Les Saintes ou Basse-Terre), à 30-40 km plus à l'Ouest. Dans le même ordre d'idées, on rappellera qu'un bloc d'andésite provenant d'un lahar affleurant dans la partie occidentale de Grande-Terre, a été daté de $10,8 \pm 2$ Ma par F. Nagle *et al.* (1976). Etant donné la géologie de l'île, et dans l'hypothèse que cet âge soit fiable, les éléments de ce lahar ne peuvent provenir que du substratum volcanique de la Basse-Terre.

Antigua (P.H.A. Martin-Kaye, 1959 ; A. Mascle et D. Westercamp, 1983) est constituée de trois unités formant un monoclin à pendage NE. Le complexe de base (coulées de laves, tufs hyaloclastiques, ...) correspond à une importante phase d'éruptions sous-marines de faible profondeur. Cette unité est surmontée par la "Formation Central Plain" (essentiellement détritico avec passées calcaires, épaisse de 500 m, déposée en milieu laguno-lacustre) qui passe à la "Formation Antigua" composée de calcaires pararéclifaux, d'une puissance d'environ 500 mètres. L'étude de la nanoflore a permis d'attribuer la Formation Antigua à l'intervalle couvert par les nannozones NP 24 et 25 (de 30,3 à 23,7 Ma), c'est-à-dire à peu de choses près la totalité de l'Oligocène supérieur, tandis que les associations de foraminifères se rattachent aux Zones à *Globorotalia opima* et *G. ciperoensis* (P. Andreieff, comm. pers. 1986), c'est-à-dire entre 32,8 et 23,7 Ma). Les enclaves de calcaires rejetées par les éruptions pyroclastiques, et les intercalations calcaires incluses dans le complexe de base, sont attribuables à l'Oligocène, sans plus de précision. Des datations radiométriques (F. Nagle *et al.*, 1976 ; J.C. Briden *et al.*, 1979), réalisées sur ce complexe, ont donné des âges de $39,7 \pm 2$ Ma - 23,2 Ma - $20,8 \pm 4$ Ma - 19,8 Ma. Ces roches sont très altérées et, de l'avis même de J.C. Briden *et al.*, ces âges numériques (sauf celui de 39,7 Ma, également douteux), sont manifestement rajeunis. Cependant, grâce à la Formation Antigua, on peut raisonnablement tabler, pour la cessation de l'activité volcanique dans cette île, sur la fin de l'Oligocène inférieur, c'est-à-dire vers 30 Ma.

On rappellera, toutefois, que deux tout petits affleurements de basalte à olivine altéré ont été signalés sur la côte atlantique de l'île, au Nord, à Crosbiers Estate, et au SE, sur la rive sud de la baie de Nonesuch (C.T. Trechmann, 1941 ; P.H.A. Martin-Kaye, 1959 ; A. Mascle et D. Westercamp, 1983). Il s'agit de dykes recoupant la partie supérieure de la Formation Antigua, donc indiscutablement postérieurs à cette dernière. Ce point sera discuté plus loin.

La petite île de *Saint-Barthélemy* (D. Westercamp et P. Andreieff, 1983a) est formée de volcanites sous-marines, à pendage sud, de l'Eocène moyen, dans lesquelles s'intercale une série de bancs calcaires néritiques qui ont permis de dater cette phase volcanique de la Zone à *Globorotalia lehneri* (46 à 43 Ma), sans pouvoir tout à fait exclure que la base de la série appartienne à la Zone à *Globigerinatheka subconglobata* (49 à

46 Ma). Une phase volcanique postérieure, dont ne sont plus observables que les cheminées d'alimentation, s'est probablement mise en place durant un laps de temps relativement court. Quelques datations K-Ar sur ces volcanites plus récentes (andésite, dacite, microdiorite, quartzite, altérées) ont fourni des âges très étalés, de l'Eocène terminal au Miocène basal ($36,3 \pm 2$ - $32,8 \pm 8$ - $26,6 \pm 0,8$ - $24,0 \pm 3$ Ma ; F. Nagle *et al.*, 1976 ; J.C. Briden *et al.*, 1979). Sur certains petits îlots proches de la côte ouest de St-Barthélemy (Roche-le-Boeuf et Roche-Table), les roches volcaniques sont recouvertes de calcaires de plate-forme dont l'âge correspond à la Zone à *Praeorbulina glomerosa* (entre 16 et 15 Ma ; cf. D. Westercamp et P. Andreieff, 1983b) du Miocène moyen basal.

À *St-Martin* (P. Andreieff *et al.*, 1988b), une épaisse série volcanique et volcano-sédimentaire, à pendage vers le SSE, s'est déposée en eau peu profonde depuis l'Eocène inférieur basal jusqu'à l'Eocène moyen tardif (Zone à *Orbulinoides beckmanni*, 43 à 42,6 Ma). Cette unité est recouverte par deux grands plutons dioritiques (Grand'Case et Philipsburg), dont la majorité des âges radiométriques (6 sur un total de 9 ; F. Nagle *et al.*, 1976 ; J.C. Briden *et al.*, 1979) paraissent très fiables (très bon accord entre plusieurs méthodes) et regroupés entre 32,8 et 27,7 Ma, c'est-à-dire du milieu de l'Oligocène inférieur à la partie inférieure de l'Oligocène supérieur. Etant donné le contexte structural général et la proximité de St-Martin et de St-Barthélemy, on peut estimer que la deuxième phase volcanique pourrait être subcontemporaine pour ces deux îles. Les roches éruptives de St-Martin sont localement recouvertes en discordance par des calcaires de plate-forme miocènes dont les termes les plus bas accessibles à l'observation appartiennent à la Zone à *Globigerinatella insueta* (17,6 à 16,3 Ma ; Miocène inférieur terminal).

L'île d'*Anguilla* (P. Andreieff *et al.*, 1984), la plus septentrionale de l'arc externe, est formée par un entablement de calcaires subréclifaux d'âge Miocène moyen basal (Zone à *Praeorbulina glomerosa*, 16,3 à 15,2 Ma) masquant presque entièrement une série volcanique et volcano-sédimentaire de l'Eocène moyen, recouvrant elle-même des dépôts péliques du Paléocène supérieur.

Branche NW

La *Dominique*, la troisième par la taille des Petites Antilles n'offre pratiquement, à l'affleurement, que des roches volcaniques. Les formations les plus anciennes de l'île sont exposées dans la partie centre-orientale de l'île. Des datations K-Ar récentes (H. Bellon, données inédites, 1985) ont fourni des âges numériques plus anciens que ceux qui avaient été publiés antérieurement (J.C. Briden *et al.*, 1979). Un âge isolé de $12,94 \pm 1,94$ Ma, obtenu dans le centre de l'île, est peut-être douteux, mais un regroupement de quatre mesures (intervalle de confiance borné entre 7,75 et 5,22 Ma) indique une activité volcanique au cours de la deuxième moitié du Miocène supérieur. Plus vers le Nord, des intercalations calcaires ont été attribuées à la Zone à *Globorotalia miocenica* (3,4 à 2,2 Ma) du Pliocène supérieur basal (P. Andreieff, comm. pers., 1986).

Les séries volcaniques des *Saintes* s'étagent entre 5 et 0,6 Ma (D. Jacques *et al.*, 1984), les plus anciennes étant situées dans la partie orientale de ce mini-archipel. L'ancienne datation de 6,2 Ma, publiée par C. Javet et C. Alsac (1974) pour une roche altérée de l'îlot le plus occidental (Terre de Bas), doit donc être rejetée.

La *Basse-Terre de Guadeloupe* a fait l'objet de nombreux travaux, mais l'âge des formations volcaniques les plus anciennes ("complexe de base") qui affleurent dans l'extrême nord de l'île, n'a pas encore pu être déterminé avec certitude. Il pourrait être compris entre 6 (?) et 3,5 Ma (cf. Ph. Bouysse *et al.*, 1985c; A. Gadhia *et al.*, 1988). On a vu plus haut que Marie-Galante a enregistré vers 7 Ma les effets d'un volcanisme probablement originaire de cette partie de l'arc interne.

A *Montserrat*, les plus vieilles roches volcaniques datées radiométriquement (J.C. Briden *et al.*, 1979; B. Le Gall *et al.*, 1983) ne remontent pas à plus de 4,5 Ma environ (Pliocène inférieur).

L'îlot *Redonda*, demi-cône de laves basaltiques, a été daté de $1,5 \pm 0,5$ Ma (J.C. Baubron *et al.*, 1979), mais une analyse postérieure a rajeuni cet âge à moins de 1 Ma (cf. R.C. Maury *et al.*, sous-*presse*).

C'est dans le nord de *Nevis* que l'on trouve les laves les plus anciennes de l'île: $3,43 \pm 0,17$ Ma (C.O. Hutton, 1978). Par ailleurs, dans le sud, des blocs de calcaire néritique recristallisé et pauvrement fossilifère, de l'Eocène moyen, ont été signalés par C.O. Hutton (1968); ils semblent provenir du ramonage (*ejecta*) du substratum sur lequel s'est édifiée l'île.

A *St Kitts*, les volcanites les plus anciennes sont localisées dans la péninsule du SE; elles ont livré un âge de $2,3 \pm 0,5$ Ma (P.E. Baker, 1984).

Les produits volcaniques des deux îles les plus septentrionales de l'arc interne n'ont pas fait l'objet, jusqu'à présent, de datations K-Ar. *St Eustache* et *Saba* ont été classiquement considérées comme plio-pléistocènes (J.H. Westermann et H. Kiel, 1961; P.H.A. Martin-Kaye, 1969), mais leur relative fraîcheur morphologique, leur petite taille, et le fait que le centre volcanique le plus ancien de *St-Eustache* soit interprété comme étant plus jeune que 1 Ma (M.J. Roobol *et al.*, 1981), laissent à penser qu'elles se sont mises en place (leur partie émergée tout au moins) au Pléistocène supérieur. L'absence d'éruptions historiques attestées, d'activité sismo-volcanique et fumerollienne, pourrait indiquer que les centres volcaniques les plus récents sont maintenant éteints.

Enfin, le dernier tronçon de l'arc interne, entièrement sous-marin, est maintenant inactif. Des datations K-Ar ont donné des âges de $3,6 \pm 0,6$ Ma et de $4,0 \pm 0,5$ Ma pour des andésites draguées respectivement sur les flancs du banc Luymes (Ph. Bouysse *et al.*, 1981) et du mont du Noroit (Ph. Bouysse *et al.*, 1985b).

Pour être complet dans cette énumération, on doit également tenir compte d'indices enregistrés dans des régions extérieures à l'arc des Petites Antilles proprement dit.

Bien que le sondage de référence n° 543 du log D.S.D.P. 78 A, au front du prisme de la Barbade, n'ait pas été carotté en continu, un examen attentif du log lithologique (Shipboard Scientific Party, 1984; J.H. Natland, 1984) montre la présence de niveaux, discrets (probablement à cause de l'éloignement grandissant des sources volcaniques en remontant dans le temps), de cendres volcaniques depuis l'Eocène inférieur (core 34) jusqu'à l'Oligocène inférieur (core 27, zone à radiolaires *Theocyrtis tuberosa*, soit 35,2 à 31,2 Ma). Les cendres réapparaissent au cours du Miocène inférieur (core 20, zone à *Stichocorys wolfii*, soit 19,2 à 17,4 Ma, Burdigalien supérieur) et se maintiennent jusqu'à l'Actuel avec des fluctuations répercutant les pulsations éruptives du volcanisme néogène des Petites Antilles.

La célèbre "Oceanic Formation" de la Barbade (cf. B. Biju-Duval *et al.*, 1985) est représentée par une série de dépôts pélagiques et hémipélagiques contenant de nombreux lits de cendres. Cette formation se répartit sur plusieurs affleurements et s'étend de l'Eocène moyen au Miocène moyen. L'étude des coupes détaillées levées par les pétroliers (documents communiqués en 1985 par A. Mascle, I.F.P.) indique que le dernier niveau de cendres s'arrête pratiquement à la limite entre les nannozones NP 23 et NP 24 (30,2 Ma), c'est-à-dire pratiquement à la limite Oligocène inférieur / Oligocène supérieur.

Enfin, on a récemment signalé (B.H. Lidz, 1984, p. 1272) la présence, dans l'île de Saint-Croix (à l'ouest de la terminaison septentrionale de l'arc interne des Petites Antilles), de niveaux de cendres altérées dans le milieu de la "Formation Kingshill", correspondant aux Zones à *Globorotalia mayeri* et *G. menardii* (P. Andreieff, comm. pers., 1986; et cf. P. Andreieff, 1984) et attestant la proximité d'éruptions volcaniques, dans la partie nord des Petites Antilles, entre 11,4 et 10,2 Ma.

Les données chronologiques précédentes, reportées sur la figure 8, montrent clairement qu'un arrêt important s'est produit, dans la production magmatique des Petites Antilles, vers 30 Ma. Cet arrêt est définitif dans la branche NE de l'archipel (arc externe), à l'exception d'un événement mineur dont nous discuterons la cause plus loin. La reprise s'effectue vers 22 Ma (contrainte de la Martinique, et peut-être de Grenade), mais elle n'est observable que sur, ou à proximité immédiate de l'arc ancien (cf. D. Westercamp *et al.*, 1985), qui lui offrait un support topographique relativement élevé. En revanche, sur la branche NW (arc interne), les témoins de l'activité sub-aérienne de l'arc récent n'ont été mis en évidence, avec doute, qu'à partir de 15 Ma en Dominique et vers 11 Ma en Guadeloupe, puis sous forme d'indices vers 11-10 Ma à Saint-Croix, et enfin de manière plus manifeste entre 8 et 5 Ma (la Dominique, Basse-Terre de Guadeloupe?, les *Saintes*). Cette particularité peut s'expliquer, d'une part, par le fait que les édifices volcaniques de cette partie de l'arc récent se sont édifiés sur le rebord occidental du substratum de l'arc des Petites Antilles (cf. Westbrook, *in*: R.C. Maury *et al.*, sous-*presse*), lui-même basculé vers l'ouest (voir plus loin), voire partiellement sur la marge orientale du bassin de Grenade, c'est-à-dire sous une profondeur d'eau relativement grande. D'autre part, il faut tenir compte de ce que la production volcanique de l'arc récent présente une tendance très nette à diminuer en direction des

deux extrémités de l'arc (Ph. Bouysse *et al.*, 1985b ; Wadge, 1984). Nous en verrons la cause plus loin.

Il est donc logique de penser que plusieurs millions d'années se sont écoulées avant que les volcans de la branche NW, initialement sous-marins et assez profonds, ne viennent à émerger pour former les îles actuelles ; les formations les plus anciennes étant entièrement masquées par les productions volcaniques plus récentes (sous réserve de découvertes ponctuelles encore possibles).

En conclusion, on peut normalement estimer que le hiatus volcanique majeur et généralisé des Petites Antilles a duré environ 8 millions d'années, pendant tout l'Oligocène supérieur et la partie basale du Miocène inférieur (de 30 à 22 Ma).

Phénomènes associés

Ils sont de nature tectonique et volcanique.

Un basculement vers l'ouest de la moitié nord du substratum des Petites Antilles a été constaté (Ph. Bouysse et P. Guennoc, 1983). Il se traduit par une marge orientale caractérisée par des flancs extrêmement pentés, et la présence d'anomalies positives de gravité indiquant un rehaussement du socle mésozoïque, d'ailleurs accessible (Crétacé supérieur) par dragages de ces versants, à des profondeurs pouvant monter au moins jusqu'à -1400 m (P.J. Fox et B.C. Heezen, 1975 ; P. Andreieff *et al.*, 1979). Cet exhaussement a été porté à son paroxysme à la Désirade, qui se trouve dans le prolongement de l'actuelle ride de Tiburon, et où le toit des volcanites du Jurassique supérieur (unité 1, *cf.* Ph. Bouysse *et al.*, 1983b) et du Crétacé inférieur (unité 2) atteint une cote d'environ +200 m. Cette disposition implique une surrection différentielle, par rapport au reste du rebord nord-oriental, de près de 2 km, et un arasement local considérable, antérieur au dépôt des calcaires néritiques du Pliocène inférieur (Ph. Bouysse *et al.*, 1983a ; Ph. Bouysse et F. Garrabé, 1984).

En deux secteurs faisant face à la subduction et aux rides atlantiques, on connaît des ensembles intrusifs basaltiques dont la position, vers l'avant de l'arc des Petites Antilles, et l'âge relativement récent par rapport aux structures géologiques environnantes, ne sont pas explicables dans le cadre de l'activité des arcs externe et interne. Il s'agit :

- des deux petites intrusions basaltiques qui, on l'a vu, recoupent les calcaires terminaux de la Formation Antigua, d'âge Oligocène supérieur. Ces basaltes à olivine sont donc d'âge postérieur et ne peuvent de ce fait appartenir à l'arc externe ;

- de la série méta-andésitique supérieure de la Désirade (unité 3) qui recoupe les deux unités mésozoïques de l'île, sous forme d'essaims de dykes orientés E-W (D. Westercamp, 1980 ; Ph. Bouysse *et al.*, 1983b). Sans exclure formellement la possibilité d'un âge crétacé pour cette série intrusive, les âges K-Ar mesurés (37,6 et 18 Ma), et qu'il faut considérer avec prudence car obtenus à partir d'un matériel métamorphisé, pourraient toutefois suggérer une mise en place au cours du Cénozoïque.

Cause du hiatus volcanique et scénario d'évolution

Les résultats que nous venons de présenter dans ce chapitre conduisent à invalider ou à aménager bon nombre d'hypothèses proposées antérieurement.

- Est concerné, notamment, le modèle de W.R. McCann et L.R. Sykes (1984), qui place le saut de la ligne volcanique, par suite de l'interaction frontale de la ride de Tiburon, vers 7 Ma, c'est-à-dire quelque 15 millions d'années plus tard (*cf.* fig. 7).

- La suggestion de L.K. Fink (1972) est également irrecevable, car le modèle de D.E. Karig (1971) n'est pas applicable ici. En effet, le transfert de la ligne volcanique, après ouverture d'un bassin arrière-arc, doit se faire nécessairement en direction de la zone de subduction (voir l'exemple classique des Mariannes et des Tonga), et non en sens opposé, comme on l'observe aux Petites Antilles. Bien plus, il n'est pas possible d'assimiler l'étroite dépression Kallinago, qui sépare les arcs externe et interne, avec un bassin marginal, même embryonnaire (*cf.* Ph. Bouysse, 1979 ; Ph. Bouysse et P. Guennoc, 1983).

- Dans des publications antérieures (Ph. Bouysse et P. Guennoc, 1983 ; Ph. Bouysse 1984), nous avons suggéré que le saut du front volcanique était imputable au stade initial de l'introduction, par l'ESE, des rides de Tiburon et de Barracuda dans la subduction. Cette opinion doit être nuancée et précisée. En effet, l'examen des données générales du premier chapitre nous amène maintenant à penser que les événements majeurs qui ont affecté les Petites Antilles, vers le passage Oligocène inférieur/Oligocène supérieur, n'ont pu procéder de l'interaction de ces rides, si leurs caractéristiques géophysiques de l'époque étaient identiques à celles que nous leur reconnaissons aujourd'hui (rides non compensées).

Nous ferons donc l'hypothèse que les accidents topographiques originels, responsables des effets majeurs observés, correspondaient à des rides de croûte océanique atlantique anormale, compensée, et donc flottable.

Si l'on se base sur un taux de convergence identique à l'actuel, la croûte atlantique qui se présentait, il y a 30 Ma, devant la zone de subduction des Petites Antilles, s'était formée il y a environ 120 Ma (600 km de croûte consommée, reportés à l'ouest de l'anomalie 34 et sur les fonds atlantiques situés au nord des Petites Antilles et de Porto-Rico, nous amènent à l'anomalie J ou M0-M3). Or, l'on notera que sur la carte de J.L. Olivet *et al.* (1984, *cf.* leur pl. I), cette anomalie magnétique est jalonnée, sur le côté ouest du bassin de l'Atlantique Central, par la ride "Sud-Terre Neuve" (ou "J. Anomaly Ridge") et, plus au Sud, par le bombement des Bermudes. Ces structures sont interprétées comme des éléments de croûte océanique anormale mise en place aux alentours du Barrémien (J.L. Olivet *et al.*, 1984, pp. 30 et 40 ; B.E. Tucholke et P.R. Vogt, 1979). Il n'est donc pas interdit de penser qu'existaient, également à la hauteur des Petites Antilles, des structures de croûte anormale.

On peut donc esquisser le scénario suivant (fig. 9), encore assez largement conjectural. A la fin de l'Oligocène inférieur, se présentent devant la moitié nord, *seulement*, des Petites Antilles des reliefs de croûte océanique relativement flottable. Leur orientation, par rapport à l'arc, a pu être soit subparallèle (c'est-à-dire coïncidant avec le "patron" des anomalies magnétiques), soit subperpendiculaire sous forme de tronçons précurseurs des rides actuelles de Tiburon et de Barracuda, ou bien encore consister en une combinaison des deux possibilités. La progression de la subduction est momentanément bloquée tout le long de l'arc, par placage ("underplating") de la croûte anormale sous le bord oriental de la plaque Caraïbe et/ou du substratum de l'arc. Le plan de subduction situé en avant se casse et tombe dans l'asthénosphère où il se résorbera progressivement. Le volcanisme de l'arc externe cesse. A la suite de l'effet de rebond isostatique de la ride compensée, le substratum de la moitié nord est basculé vers l'Ouest et subit, localement et dans la partie avant-arc, des surrections différentielles, comme à la Désirade.

En même temps que la surrection, le substratum d'arc se fracture parallèlement à la direction de convergence, conformément au modèle de K. Nakamura (1977). La conjonction des deux phénomènes entraîne la fusion de la base du manteau lithosphérique, et la mise en place des basaltes signalés à Antigua, et à la Désirade (?). Ce contexte n'est pas très différent de celui qui a guidé les venues de basaltes néphéliniques plio-quaternaires (F. Iundt *et al.*, 1980) qui recoupent en plusieurs points la partie sud de la Cordillère Centrale d'Hispaniola (cf. W.D. McDonald et W.G. Melson, 1969). En effet des remontées mantelliques très primitives sont contrôlées par les grands accidents cisaillants de direction NE-SW induits par la collision, avec le reste de l'île et à partir du Miocène terminal (C. Desreumaux, 1985), de l'ensemble ride de Beata - Presqu'île du Sud, dont le soubassement est constitué par une croûte océanique de type caraïbe (D. Girard *et al.*, 1982).

La croûte océanique atlantique ne pouvant être définitivement bloquée, un nouveau plan de subduction prend naissance et passe sous le fragment de ride resté collé à la base de la lithosphère caraïbe. L'angle du plan de Wadati-Benioff est réduit d'environ une dizaine de degrés dans la moitié nord des Petites Antilles, soit parce que quelques résidus de croûte anormale ont malgré tout pu être entraînés avec la subduction, soit, plus probablement, par aplatissement ("flattening") de la courbure de la croûte atlantique à l'entrée de la subduction, sous l'effet de l'épaisseur accrue de la plaque chevauchante (cf. T.A. Cross et R.H. Pilger, 1982). Une fois la croûte anormale atlantique piégée sous le rebord de la plaque Caraïbe, ce sont les rides non flottables qui s'engageront, peut-être sous forme de segments discontinus (voir plus loin). On précisera que depuis les 22 derniers millions d'années, quelque 440 km de croûte atlantique ont été consommés, c'est-à-dire pratiquement la longueur de la partie actuellement visible de la ride de Barracuda.

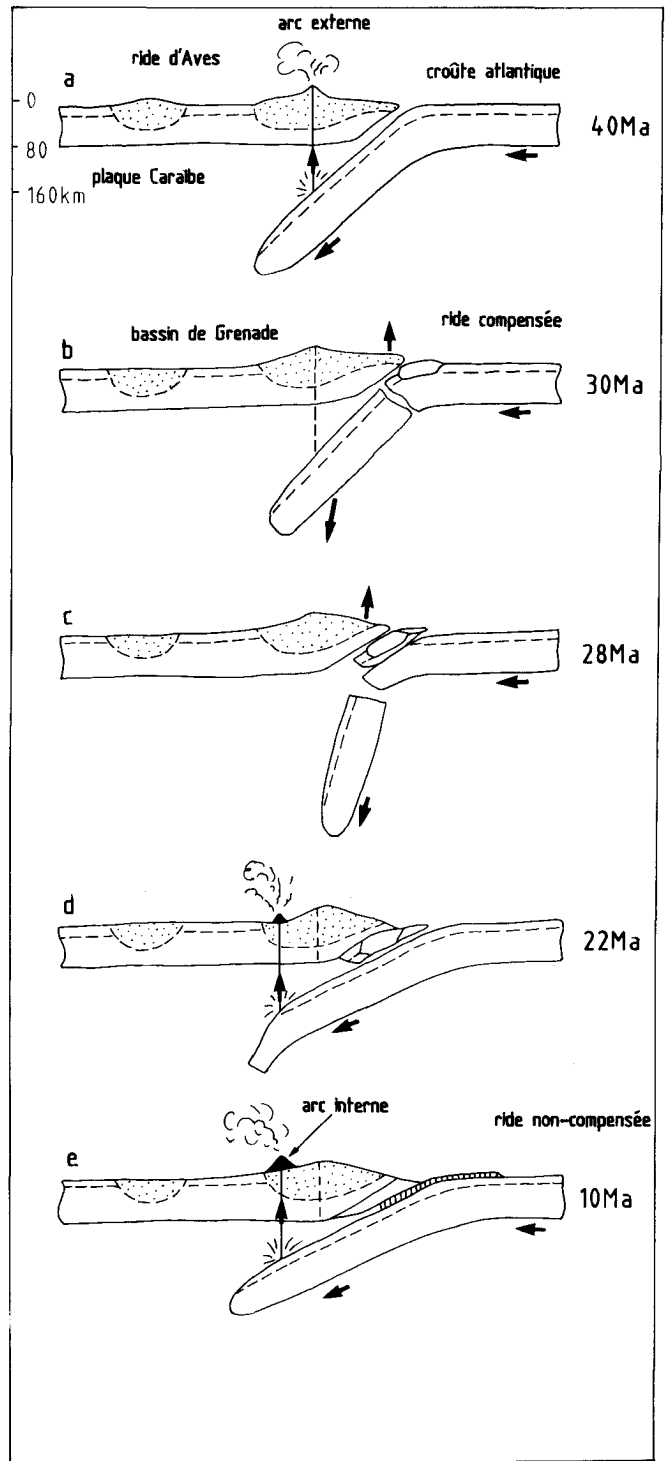


Fig. 9.- Evolution géodynamique de l'Est-Caraïbe depuis l'Eocène (en coupe) : chronologie et cause du saut du front volcanique de l'arc externe à l'arc interne, dans la moitié nord des Petites Antilles.

a : situation à l'Eocène et à l'Oligocène inférieur : fonctionnement de l'arc externe. b : butée puis sous-charriage d'une ride compensée : blocage momentané du phénomène de convergence (voir texte). c : plongement puis séparation de la plaque en subduction, reprise du sous-charriage en arrière de la ride et collage sous la plaque Caraïbe du tronçon de croûte atlantique isolé. d : reprise du volcanisme au Miocène inférieur en arrière du précédent arc volcanique (saut arc externe → arc interne). e : édification de l'arc interne et subduction de rides océaniques non compensées.

dans les Petites Antilles, d'après les données sismologiques actuelles (cf. *supra*). Le nouveau front volcanique est repoussé d'une cinquantaine de km vers l'ouest, dans la moitié nord de l'arc. Au sud

Au bout d'environ 8 millions d'années, l'extrémité du nouveau plan de subduction atteint la profondeur critique nécessaire au redémarrage de l'activité éruptive, qui est en moyenne de 140 km

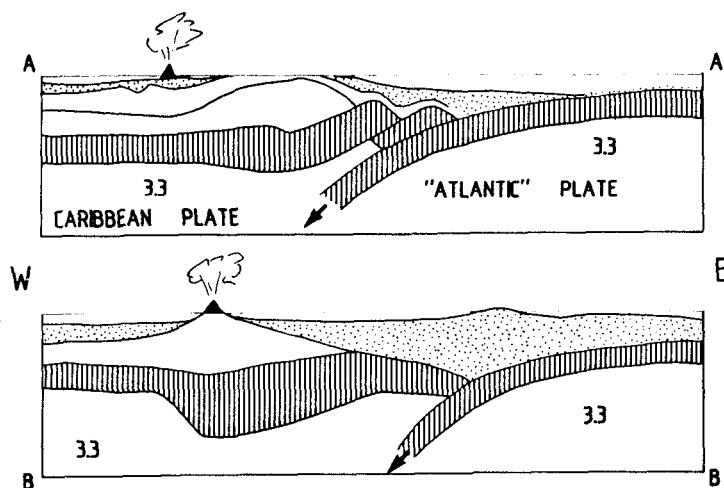


Fig. 10.- Coupes structurales interprétatives à travers le nord (AA) et le sud (BB) de la marge active de l'Est-Caraïbe d'après G.K. Westbrook (in : R.C. Maury et al., sous presse ; et G.K. Westbrook et W.R. McCann, 1986) simplifié.

Pour la localisation des coupes, voir Fig. 1. Croûte caraïbe ou atlantique ($d = 2,9$ à $3,05$) en hachures verticales ; sédiments de couverture ($d = 2,1$) ou du prisme d'accrétion de la Barbade ($d = 2,5$) en pointillés. Entre ces deux couches (en blanc), formations intermédiaires ($d = 2,6$ à $2,8$) de l'arc des Petites Antilles et du bassin de Grenade (à l'ouest). La ligne volcanique active est marquée par un triangle noir.

de la Guadeloupe, les deux plaques en présence n'ayant pas subi de perturbation tectonique, la ligne volcanique retrouve, à peu de chose près, son ancienne place, entre Martinique et Grenade, tandis que l'écart entre les arcs externe et interne se résorbe progressivement dans la zone de transition, entre Guadeloupe et Martinique.

Cette hypothèse est corroborée par trois coupes structurales perpendiculaires à l'arc, proposées par G.K. Westbrook (cf. fig. 2 et 3 in : G.K. Westbrook et McCann, sous-pressé ; et fig. 3 in : R.C. Maury et al., sous-pressé), correspondant à des modèles géophysiques calculés à partir des données gravimétriques et de sismique réflexion et réfraction. En effet, sur la section passant entre Barbuda et Antigua (coupe AA, fig. 10), apparaît un segment de croûte (de densité $2,9$) coincé entre la base de substratum de l'arc et du bord oriental de la plaque Caraïbe, d'une part, et la croûte atlantique plongeante, d'autre part. En revanche, sur les sections passant entre Dominique et Martinique, et entre St Vincent et Grenade (synthétisées sur la coupe BB, fig. 10), le contact entre les deux plaques convergentes n'est le siège d'aucune perturbation structurale décelable par les méthodes géophysiques.

IV - Effets de deuxième ordre

Dans le chapitre précédent, nous avons supposé que les phénomènes tectoniques majeurs et le long repos volcanique qui ont marqué l'arc des Petites Antilles à l'Oligocène supérieur et au Miocène basal, étaient attribuables au passage de rides de croûte atlantique anormale, formée au Crétacé moyen. Une fois ces reliefs absorbés dans la subduction, il n'y aura plus que des rides non compensées, c'est-à-dire non flottables, à pouvoir être entraînées dans le plan de Wadati-Benioff.

Comme on l'a vu plus haut, de tels accidents topographiques ne sont plus en mesure de susciter une tectonique de grande ampleur, ni de désorganiser, à grande échelle, le fonctionnement d'un front volcanique d'arc. Cependant, ces rides sont encore susceptibles d'avoir une influence, aussi bien sur la tectonique que sur la production magmatique, mais à une échelle beaucoup plus locale. Nous n'aborderons pas ici l'aspect sismologique, qui sort du cadre de cette étude, sinon pour l'évoquer brièvement, à l'occasion de l'examen des interactions mineures de certaines rides. On rappellera que l'effet d'aspérité des rides non compensées a été étudié, d'un point de vue sismologique et pour les Petites Antilles, par S. Stein et al. (1982), qui ont notamment imputé au sous-charriage des rides le déclenchement de séismes caractérisés par un jeu de failles normales perpendiculaires à l'arc.

Nous examinerons séparément le cas de chacune des trois rides qui s'affrontent à la subduction de l'Est-Caraïbe et qui sont, par ordre d'importance des effets qui ont pu être analysés, les rides de Tiburon, de Barracuda, et de Ste-Lucie. On s'attachera à décrire, autant que faire se peut, la progression de l'interaction d'une ride, depuis la zone avant-arc, jusqu'à son passage à l'aplomb du front volcanique actuel, c'est-à-dire sous l'arc récent.

Ride de Tiburon

Le prolongement de l'axe du segment actuel de la ride de Tiburon avant son enfouissement sous le front de déformation du prisme de la Barbade et son empreinte morphologique sous ce dernier, montrent que la ride passe (sans tenir compte d'éventuelles déviations locales de son orientation) d'abord sous les blocs de la Désirade et de Grande-Terre et à proximité de Marie-Galante et, à la verticale de l'arc interne, entre la Basse-Terre de Guadeloupe et St Kitts.

Dans la partie frontale de l'arc (îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe), l'histoire des formations du Néogène récent, déposées sur d'anciens reliefs de l'arc externe (Marie-Galante et Grande-Terre) ou sur le substratum mésozoïque arasé de la Désirade, permet de jalonner les grandes lignes du calendrier des surrections qui ont affecté ces îles (voir Ph. Bouyasse et F. Garrabé, 1984 ; F. Garrabé et P. Andreieff, 1985). A la Désirade, le dépôt des calcaires subrécifaux du Pliocène inférieur, recouvrant le socle igné et formant l'entablement de l'île, est suivi par un soulèvement de l'ordre de 300 m. A Marie-Galante, la surrection (dont l'amplitude n'est pas déterminable) est marquée par le passage des faciès pélagiques du Miocène terminal aux faciès néritiques (calcaires à algues) du Pliocène basal. A Grande-Terre, cette transition s'observe un peu plus tardivement, à la partie supérieure du Pliocène inférieur. Dans les deux îles, une légère tendance à l'exhaussement se traduit, à l'aube du Pléistocène, par le remplacement des algues par les polypiers. L'émergence de Marie-Galante, au cours du Pléistocène, précède celle de Grande-Terre. Les valeurs minimales des surrections plio-quatérnaires de ces dernières peuvent être estimées respectivement à environ 200 et 150 m. Une fois exondées, les trois îles ont subi une tectonique cassante et ont été basculées, dans

des proportions variables, vers l'ouest (Marie-Galante et Grande-Terre) ou vers le NE (la Désirade). Cette tectonique active se poursuit peut-être de nos jours, car l'accident principal de Marie-Galante est souligné par un escarpement de faille (la "Barre de l'Île") de près de 100 m de dénivellée. De même, à la Désirade, S. Coron *et al.* (1975) signalent les plus fortes anomalies gravimétriques positives connues dans les Petites Antilles, et notamment + 100 mGal pour l'anomalie isostatique. Ph. Bouysse *et al.* (1983a) et Ph. Bouysse et F. Garrabé (1984) ont mis en relation cette tectonique avec la subduction de la ride de Tiburon. A. Gadhia *et al.* (1988, ce volume) donnent une plus large portée à ce processus, en y intégrant les données relatives à l'évolution du volcanisme de la Basse-Terre (sur ce point, voir plus loin). Ils suggèrent que la tectonique des îles calcaires reflète la progression d'un bourrelet frontal induit par l'extrémité NW du segment de ride qui est encore visible devant le front de déformation du prisme de la Barbade, et qui se serait engagé dans la subduction au Miocène supérieur. Ils vérifient que cette progression est compatible avec le taux de convergence qui caractérise la marge active de l'Est-Caraïbe (environ 2 cm/an). Ils considèrent également que la partie méridionale du grand accident courbe régional qui relie Montserrat à Marie-Galante (Ph. Bouysse *et al.*, 1988) (fig. 11a) est l'expression de surface (en négatif) de l'impact du rebord sud de la ride en subduction sous l'archipel guadeloupéen. Ce tronçon, souligné par la "Barre de l'Île", par le réseau de fractures W.NW-E.SE affectant le banc Colombie (entre Marie-Galante et la Basse-Terre), par les grandes structures d'effondrement volcanotectoniques du sud de la Basse-Terre (cirques de Beaugendre, du Sans-Toucher, de la Montagne de la Capesterre-Sud), et par la faille sous-marine N.NW-S.SE au large de Bouillante - Pointe Noire (faille à Zombi), est également le siège de phénomènes hydrothermaux exceptionnels : geyser au droit du banc Colombie en 1843 (*cf.* Ph. Bouysse, 1980, pour une discussion approfondie du phénomène) ; prédominance des éruptions phréatiques historiques et préhistoriques au volcan de la Soufrière de Guadeloupe, parfois de grande ampleur ; sources thermales et champ géothermique de Bouillante.

La portion d'arc interne qui se trouve à la verticale du passage présumé de la ride de Tiburon est caractérisée par :

– des îles généralement de petite taille (Montserrat, Redonda, Nevis) ;

– des distances entre les îles et entre les centres éruptifs récents, particulièrement importantes (55 km entre les îles de Basse-Terre et de Montserrat ; 90 km entre la Soufrière de Guadeloupe et les Soufrière Hills de Montserrat ; et 65 km entre ce dernier appareil et le Peak de Nevis).

L'incidence de l'arrivée de la ride sur l'activité volcanique se manifeste par un ralentissement, voire l'arrêt de cette dernière. Cet événement s'exprime de façon particulière :

1) Avant de s'éteindre définitivement dans le Massif Septentrional de Basse-Terre (voir D. Westercamp et H. Tazieff, 1980), le front volcanique qui auparavant avançait vers l'ouest (entre

3,5 et 2 Ma, déplacement de la crête centrale de l'île vers l'axe Gros Morne - Piton Baille Argent - Morne à Louis), se met à reculer vers l'est (entre 2 et 1,5-1 Ma, il s'établit sur l'axe Morne Goton - Les Mamelles) (fig. 11b). A Montserrat, les données géologiques et géochronologiques de Rea (1987) et de B. Le Gall *et al.* (1983) laissent suspecter un comportement analogue (fig. 11c). Après avoir migré vers l'W.NW entre 4,5 et 2 Ma (du Harris Center et du substratum des Soufrière Hills, jusqu'à l'axe Silver Hill - Center Hill), la ligne volcanique recule vers l'E.SE pour se fixer, il y a environ 1,5 Ma, au niveau des Soufrière Hills et du Castle Peak.

2) Outre le recul du front dans les îles situées nettement à l'aplomb de la ride, l'activité volcanique migre aussi longitudinalement (par rapport à l'arc) et de manière centrifuge par rapport à la ride. Ainsi, au Nord, le volcanisme se déplace du sud vers le nord à Saint Kitts, entre 2 et 0 Ma (de Salt Pond au Mt Misery ; Baker, 1984) ; au Sud, et à la même époque, le mouvement s'effectue du nord vers le sud, en Basse-Terre de Guadeloupe (du Massif Septentrional à la Soufrière ; Mervoyer, 1974 ; A. Gadhia *et al.*, 1988, ce volume) (fig. 12).

3) En Basse-Terre, où les translations du front volcanique ont été les mieux étudiées (Ph. Bouysse *et al.*, 1985c ; A. Gadhia *et al.*, *ibid.*), on observe un phénomène supplémentaire (fig. 11b). En effet, l'activité volcanique qui s'était installée vers 1,5-1 Ma le long de la Chaîne Axiale (immédiatement au sud du Massif Septentrional), ne va pas gagner directement la zone du massif actif de la Soufrière, plus au sud. Vers 0,6 Ma, la ligne volcanique de la Chaîne Axiale saute d'environ 5 km vers l'ouest, et produit un chapelet de petits volcans basaltiques alignés le long de la côte SW de l'île, pour former la Chaîne de Bouillante. Puis, entre 0,3 et 0,15 Ma, le front volcanique de cette dernière pivote, dans un sens anti-horaire, autour d'un axe situé à l'aplomb de la future Grande Découverte, le plus important et le plus septentrional des volcans du Massif de la Soufrière (G. Boudon *et al.*, 1984). A partir de 0,15 Ma, l'activité éruptive s'établit définitivement dans le Massif de la Soufrière, dans l'axe de la Chaîne Axiale.

L'arrêt du volcanisme au droit de la ride n'est pas total, car on peut observer la mise en place de faibles volumes de laves, dont la nature particulière se subdivise en deux groupes :

1) Des basaltes différents de ceux, riches en alumine et saturés en silice à la norme, qui sont à l'origine des séries tholéitiques d'arc et calco-alcalines, caractéristiques du fonctionnement normal de l'arc. Ainsi, à Redonda, petit volcan strombolien dont la moitié ouest a été déblayée par l'érosion marine, les teneurs en silice sont particulièrement basses et se traduisent à la norme par la présence d'hypersthène et d'olivine (J.C. Baubron *et al.*, 1979). On notera que les basaltes de cet îlot ne sont pas associés à des laves orogéniques plus différenciées et que leur mise en place, au Pléistocène inférieur, paraît contrôlée par des structures tectoniques transverses à l'arc des Petites Antilles. A Montserrat, certaines andésites à deux pyroxènes de la série pyroclastique de White River (volcanisme de South-Soufrière Hill) ou formant certains dômes des Soufrière Hills (Rea,

Fig. 11.- Exemples détaillés de structures tectoniques et d'évolutions de l'activité volcanique liés à la subduction des rides de Tiburon et de Ste Lucie.

Fig. 11a.- Exemple de faille courbe induite par le poinçonnement de la ride de Tiburon (R.T.) : la faille active Marie-Galante-Montserrat (d'après Ph. Bouyasse et al., 1988). Les failles qui affectent Grande-Terre et la Désirade pourraient se situer dans un contexte similaire (A. Gadalía et al., 1988).

a : faille de Shoe-Rock (limite ouest de la dépression Kahouanne). b : faille de la Pointe à Zombi. c : champ géothermique de Bouillante. d : Soufrière de Guadeloupe. e : faille principale du banc Colombie et origine de l'éruption phréatique de 1843 (voir texte). f : "Barre de l'île" = Marie-Galante, (barbelures vers le compartiment effondré). BC : Banc Colombie. D : La Désirade.

Fig. 11b.- Déplacement de l'activité volcanique en Basse-Terre de Guadeloupe depuis 3,5 Ma, d'après Ph. Bouyasse et al. (1985) et Gadalía et al. (1988). La migration générale de l'activité volcanique du nord au sud depuis environ 1,5 Ma s'est effectuée suivant des déplacements latéraux complexes du front volcanique.

a : front volcanique à une époque donnée. b : alignement de volcans sub-contemporains. c : centres volcaniques de la Chaîne de Bouillante. d : autres centres volcaniques. e : âge et sens des déplacements. MS = Massif Septentrional (1 : Gros Morne, 2 : Piton Baille Argent, 3 : Morne à Louis, 4 : Les Mamelles, 5 : Morne Goton). C.A. = Chaîne Axiale (6 : Pitons de Bouillante, 7 : Montagne de la Capesterre, 8 : Sans-Toucher). C.B. = Chaîne de Bouillante. (9 : Monts Caraïbes). S = Massif volcanique actif (10 : Grande Découverte, 11 : La Madeleine, 12 : La Soufrière).

Fig. 11c.- Déplacement de l'activité volcanique à Montserrat (interprétation des données de W.J. Rea (1974) et B. Le Gall et al. (1983). Même légende qu'en Fig. 11b. 1 = Harris Centre. 2 = Silver Hill. 3 = Centre Hills. 4 = St George's Hill. SH = Soufrière Hills (6 = Castle Peak).

Fig. 11d.- Localisation en Martinique des centres et systèmes volcaniques et des linéaments tectoniques majeurs, dont il est question dans le texte.

a : formations volcaniques post-pliocènes. b : formations volcaniques miocènes. c : axe de la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin-Pitault. d : formations de l'arc ancien. e : sources thermales du Lamentin. f : travertins siliceux de Château-Lézard. g : centres volcaniques calco-alcalins. h : laves basiques riches en magnésium. i : failles transverses (barbelures côté compartiment effondré). Pti : presqu'île des Trois Ilets. 1 : Montagne Pelée. 2 : Morne Jacob. 3 : Pitons du Carbet. 4 : Ilet à Ramiers. 5 : Gros Ilet. 6 : Morne La Plaine. 7 : Pointe Burgos. 8 : Rocher du Diamant. 9 : Morne Pitault. 10 : Montagne du Vauclin. 11 : Secteur de la Trinité.

Fig. 11e.- Influence de la ride de Ste-Lucie (R.S.L.) sur les directions de mise en place du volcanisme miocène (entre 16 et 7 Ma) de la Martinique et de Ste-Lucie (séries tholéiitiques et calco-alcalines). Les basaltes alcalins de Carriacou, Petit St-Vincent et Petite Martinique (Grenadines centrales) datés vers 11 Ma sont peut-être induits par ce même contexte (voir texte).

1974) montrent des teneurs en Mg et Ni légèrement plus élevées que celles des standards.

2) Des andésites porphyriques (voire des dacites) à orthopyroxène, hornblende et quartz "rhyolitique", plus ou moins riches en enclaves basiques congénères. Ceci s'applique au volcanisme récent de Montserrat (W.J. Rea, 1974) et de Nevis (C.O. Hutton, 1978), contemporain du passage de la ride. Ces andésites font partie des séries calco-alcalines modérément potassiques de R.C. Maury et D. Westercamp (1985) typiques de l'arc, mais elles témoignent de phénomènes de mélange de magmas contrastés caractéristiques des séries calco-alcalines secondaires de D. Westercamp (1979).

Ces deux groupes de laves sont très différents des magmas qui s'expriment lors des migrations longitudinales centrifuges et des déplacements secondaires (petits sauts, rotation) qui peuvent leur être associés. Ces magmas sont en effet peu évolués quant à leurs caractéristiques minéralogiques et sériales. Tant à Saint Kitts (P.E. Baker, 1984) qu'à Basse-Terre (A. Gadalía et al., *ibid*; N. Vatin-Pérignon et al., 1984), ils appartiennent à la série des tholéiites d'arc pouvant passer (dans le Massif de la Soufrière de Guadeloupe) à des séries calco-alcalines faiblement potassiques (cf. p. ex. H. Pascaline et J.J. Jérémie, 1981).

La figure 12 visualise ces différentes observations.

On soulignera, enfin, que les îles affectées par le passage de la ride sont en outre le siège :

- d'une intense activité fumerollienne qui se manifeste par de vastes soufrières, tant à Montserrat (où l'on en compte cinq, disséminées autour des Soufrière Hills; W.J. Rea, 1974) qu'à

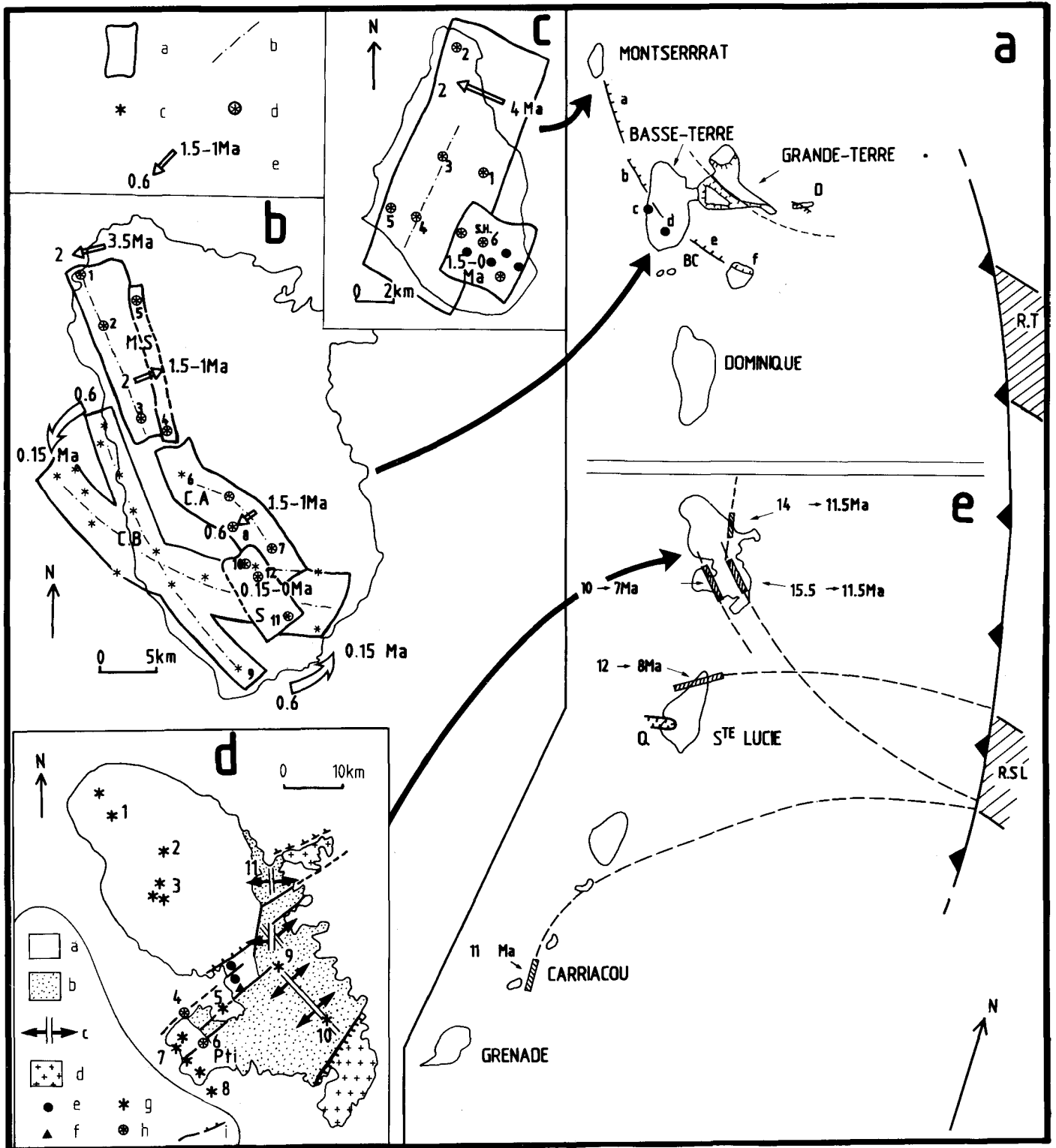
Nevis (deux ont été signalées par C.O. Hutton, 1978, dont l'une est longue de près de 3 km);

- de crises sismiques superficielles non suivies d'éruptions magmatiques mais qui ont occasionné soit une modification de l'activité fumerollienne de surface (à Nevis en 1950-51, puis en 1961-62; cf. G.R. Robson et J.F. Tomblin, 1966), soit une intensification de l'activité des soufrières (à Montserrat en 1897-98, 1933-36, et 1966-67; J.B. Shepherd et al., 1971), soit encore des explosions phréatiques (à la Soufrière de Guadeloupe en 1680, 1696, 1797-1798, 1836-37, 1956, cf. A. Barat, 1984; et en 1975-77, M. Feuillard et al., 1983). Lors des dernières crises de Montserrat (1966-67) et de la Soufrière de Guadeloupe (1975-77) qui ont bénéficié d'une bonne surveillance sismologique, on a pu montrer que les séismes de faible magnitude étaient superficiels (< 10 km), de type tectonique (ondes P et S différenciées), et distribués préférentiellement suivant une orientation respectivement W.NW-E.SE et NW-SE, c'est-à-dire plus conforme à la direction de la ride de Tiburon qu'à celle de l'arc interne. Ces séismes pourraient être dus aux contraintes liées au sous-charriage de la ride, au même titre que ceux de plus forte magnitude (cf. S. Stein et al., 1982).

Ride de Barracuda

Le prolongement de la ride de Barracuda passe d'abord sous l'île de Barbuda, puis sous la terminaison septentrionale de l'arc interne, au nord de l'île de Saba.

Barbuda, située à 2 km seulement du rebord oriental de la plate-forme insulaire du nord des Petites Antilles, est une île très plate, dont plus des deux-tiers sont constitués par des sables carbonatés et des formations récifales pléistocènes (M. Brasier



et J.D. Mather, 1975 ; M. Brasier et J. Donahue, 1985). Le reste de l'île correspond à un plateau calcaire (Highlands Formation) culminant vers + 45 m. La détermination de l'âge de ces calcaires n'est pas aisée à cause du caractère peu discriminant des associations de foraminifères. Supposés d'abord d'âge Miocène moyen (M. Brasier et J.D. Mather, 1975), ils ont ensuite été rapportés au Pliocène inférieur (M. Brasier et J. Donahue, 1985). Un examen critique des listes de faune publiées montre que cet âge est pliocène et plus jeune que 4 Ma (P. Andreieff, comm. pers., 1986). Les calcaires de la Highlands Formation ont un faciès très proche ("coralgaire") de celui qui forme tous les entablements plio-pléistocènes des plateaux insulaires

des Petites Antilles (cf. P. Andreieff *et al.*, 1979) et notamment de celui qui entoure Barbuda. La profondeur moyenne de ces plates-formes actuelles est de 40-50 m. Le plateau des Highlands résulte donc d'un soulèvement local de l'ordre de la centaine de mètres qui s'est produit au Pliocène supérieur ou au Pléistocène inférieur (pour plus de détails sur la géométrie et l'âge des formations post-Highlands, voir M. Brasier et J. Donahue, 1985). A l'instar de la Désirade, Barbuda est marquée par une importante anomalie gravimétrique positive (C.O. Bowin, 1976). Les alentours de l'île ont été le siège de séismes très importants pour les Petites Antilles, dont celui du 8 octobre 1974, de magnitude (Ms) 7,4 (S. Stein *et al.*, 1982). Il s'agit de séismes

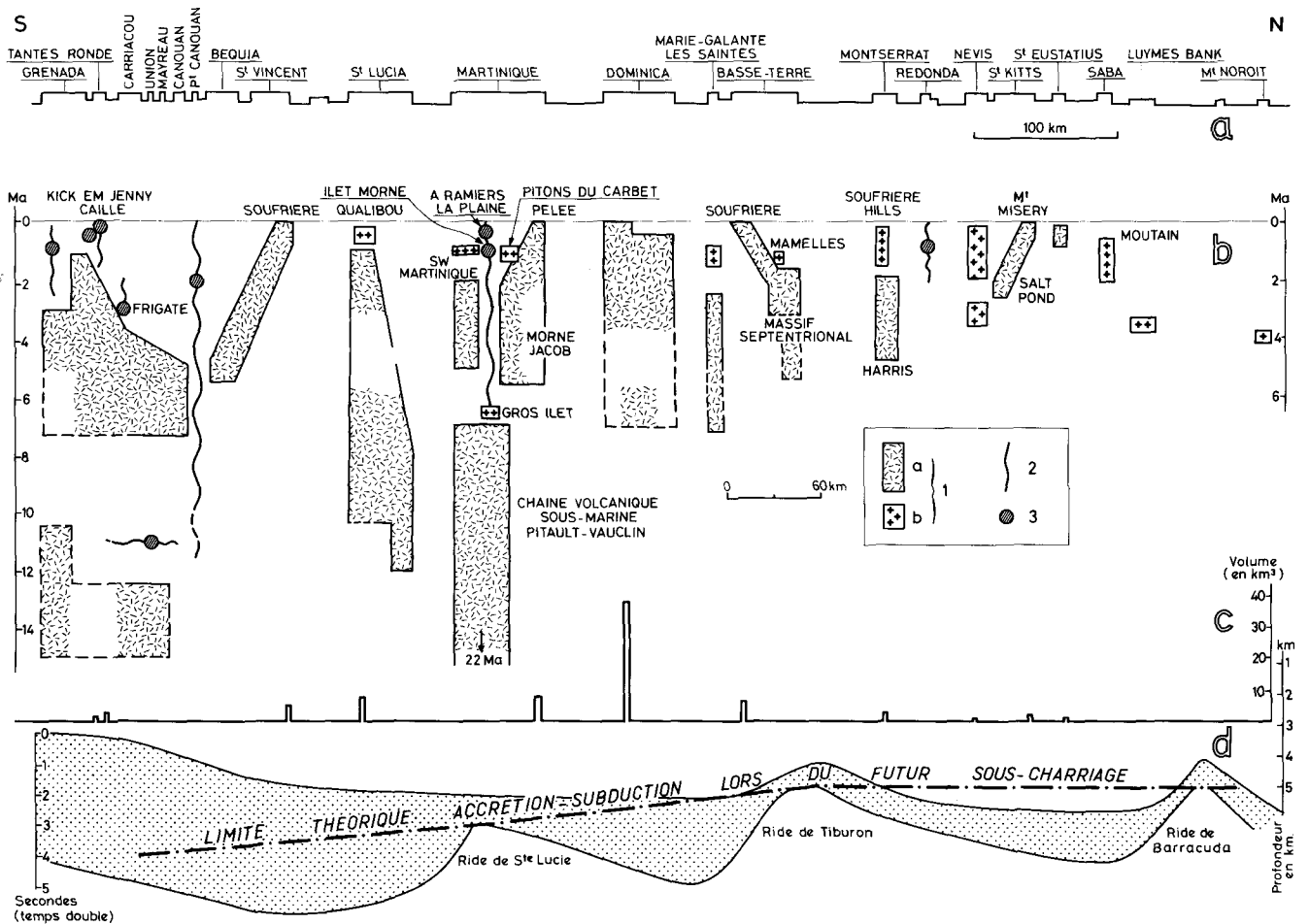


Fig. 12.- Evolution spatio-temporelle du magmatisme de l'arc récent (en coupe).
 a : représentation schématique, mais à l'échelle, des îles, hauts-fonds, et canaux affectant la surface de la ride insulaire interne des Petites Antilles.
 b : répartition des secteurs (compartiments d'arc) ayant été actifs sur le plan volcanique depuis 22 Ma, dans les Petites Antilles (d'après D. Westercamp, à paraître, simplifié). Le volcanisme ancien (âge > 15 Ma) de Grenade et des Grenadines, qui n'est pas évoqué dans ce travail, n'est pas représenté. 1 : séries volcaniques habituelles du fonctionnement de l'arc insulaire (a = séries tholéitiques d'arc et calco-alcalines ; b = séries calco-alcalines secondaires : voir texte). 2 : principales fractures transverses à la ride insulaire ayant drainé du volcanisme en surface. 3 : séries volcaniques inhabituelles du fonctionnement de l'arc (basaltes alcalins ou sub-alcalins et andésites, riches en magnésium).
 c : production volcanique de l'arc interne au cours des 100 000 dernières années (d'après G. Wadge, 1984 ; simplifié).
 d : topographie et profondeur des fonds atlantiques et épaisseur relative des sédiments devant le prisme d'accrétion (d'après les données des planches 1 et 10 de Speed, P.G. Westbrook et al., 1984). La coupe est projetée sur l'arc interne par une translation parallèle au vecteur W.NW de la convergence entre la croûte atlantique et la plaque Caraïbe. La position actuelle des rides de Barracuda, Tiburon, Ste-Lucie correspond grossièrement aux secteurs de l'arc où l'effet de leurs tronçons subductés il y a environ 8 Ma (temps nécessaire au plan de subduction pour parcourir la distance fosse/aplomb du front volcanique) se fait sentir. Dans un même ordre d'idées, les secteurs du plancher atlantique où les sédiments devraient préférentiellement être épargnés de "Tépluchage" (accrétion) au moment du sous-charrage, correspondent aussi aux secteurs les plus actifs de l'arc. C'est notamment le cas pour le profond bassin sédimentaire ménagé entre les rides de Tiburon et de Ste Lucie qui fait face à la Dominique, où la production volcanique est très importante. La situation est toutefois plus complexe au sud de la ride de Ste Lucie, car on suppose que la crypto-ride des Grenadines, bien que ne se trouvant plus sous le prisme d'accrétion, est encore engagée dans le plan de subduction, et inhibe le volcanisme de ce secteur de l'arc.

peu profonds (17 à 48 km) déclenchés au sein de la plaque chevauchante par le sous-charrage de la ride de Barracuda ; celle-ci étant en contact avec la base de la lithosphère caraïbe. La solution des mécanismes aux foyers indique un jeu de failles normales et cisailantes, plus ou moins parallèles à la direction de la ride.

Au nord de Saba, île où l'on trouve, sous forme d'inclusions, de véritables basaltes magnésiens ($\text{SiO}_2 = 52,32\%$; $\text{Mg} = 8,67\%$; P.E. Baker et al., 1980), la terminaison de l'arc interne des Petites Antilles ne s'exprime plus que par un linéament volcanique sous-marin, long de 110 km, et peu important en volume. Ce dernier a été reconnu sur trois hauts-fonds qui le jalonnent (Ph. Bouysse et al., 1981 ; Ph. Bouysse et al., 1985b) :

- le banc Luymes, au sud, dont le substratum est constitué d'andésites porphyriques à hornblende et quartz "rhyolitique", associées à des enclaves dioritiques et basiques de type congénère, et datées de $3,6 \pm 0,6$ Ma ;

- le "Mont du Sud-Est", au centre ;

- le Mont du Noroit, où des laves andésitiques, comparables à celles du banc Luymes, ont été datées de $4,0 \pm 0,5$ Ma.

Les relations entre ces roches volcaniques et les faciès et l'âge des dépôts sédimentaires environnants, permettent de penser que ce tronçon s'est éteint au Pliocène supérieur. L'orientation de ce segment terminal n'étant pas très éloignée de celle

de la ride de Barracuda, on peut penser que le front de celle-ci est arrivé à l'aplomb de ce secteur de l'arc interne, à la même époque, si l'on admet le rôle d'inhibiteur du volcanisme que joue généralement une ride asismique.

Ride de Ste-Lucie

La ride de Ste-Lucie, contrairement aux deux précédentes, est entièrement cachée sous les sédiments, à l'avant du front de déformation du prisme de la Barbade, et son tracé reste encore relativement imprécis (voir chapitre 2). Mais il semble bien qu'elle s'enfile, sous le prisme (très large à cette latitude), en direction du segment d'arc compris entre le nord de la Martinique et le sud de Ste-Lucie. Sur le tronçon ainsi borné, on peut faire les constatations suivantes (se reporter fig. 12) :

1) Les 110 km qui séparent la Montagne Pelée de la Soufrière de Ste-Lucie (Qualibou) représentent une des plus grandes distances entre volcans actifs des Petites Antilles.

2) Le volcanisme récent (autour de 1 Ma) y est essentiellement représenté par des laves porphyriques associant une minéralogie complexe et variée à une grande fréquence d'enclaves basiques congénères (série calco-alkaline secondaire). En Martinique, les Pitons du Carbet (andésites à quartz, biotite, et/ou hornblende, et/ou cummingtonite, hyperstène, plagioclase basique et acide, clinopyroxène et olivine ; D. Westercamp, 1972 ; P. d'Arco *et al.*, 1981) vers le NW, et le volcanisme de l'axe Pointe Burgos-Rocher du Diamant, (dacites, andésites et basaltes à quartz, plagioclase basique et acide, olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, cordiérite, et en outre hornblende et biotite pour les termes acides ; D. Westercamp et H. Tazieff, 1980 ; A. Gourgaud et J.L. Bourdier, 1982) dans le SW (Presqu'île des Trois-Ilets), sont typiques à cet égard (cf. également C. Coulon *et al.*, 1984, pour une discussion approfondie), (fig. 11d).

3) Un volcanisme basaltique très particulier s'exprime à l'Îlet à Ramiers (basalte très riche en olivine et à rares xénocristaux de quartz) et au Morne La Plaine (andésite basique riche en clinopyroxène), toujours dans la partie SW de la Martinique. On rappellera que l'Îlet à Ramiers est situé sur la bordure méridionale de l'accident tectonique majeur et complexe du Lamentin, de direction NE-SW (D. Westercamp, 1972). Ces laves se distinguent des basaltes et andésites calco-alkalins habituels par des teneurs très élevées en Mg, Ni, et Cr. Elles sont classées dans la famille des basaltes sub-alkalins par D. Westercamp (1979) ou, quand on les rapproche des basanitoïdes et basaltes alcalins de Grenade (cf. R.J. Arculus, 1976) et des Grenadines (cf. M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1985), dans celle des basaltes riches en magnésium de R.C. Maury et D. Westercamp (1985).

4) La partie centrale de la Martinique est également caractérisée par une activité sismique locale assez soutenue (N. Girardin et R. Gaulon, 1983 ; p. 342) et des manifestations hydrothermales (nombreuses sources thermales ; anomalies en Hg, As et en gaz -He, Rn, CO, CO₂ - dans les sols) que l'on sait avoir été spectaculaires dans

un passé très proche, comme l'indiquent les 30 m de travertins siliceux de Château Lézard (travaux de prospection géothermique du B.R.G.M., inédits) (fig. 11d).

L'hypothèse du passage, à l'heure actuelle, de la ride de Sainte-Lucie, au moins sous la moitié sud de la Martinique semble donc être assez bien étayée. L'histoire volcano-structurale de cette île (P. Andreieff *et al.*, 1988 ; D. Westercamp et P. Andreieff, à paraître) et de celle de Ste-Lucie (M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1983) nous donne des éléments pour tenter de suivre la progression de la ride de Ste-Lucie.

- On a vu que le volcanisme avait repris en Martinique vers 22 Ma. Pendant plusieurs millions d'années, il va utiliser comme substratum les formations de l'arc ancien, en reprenant, pour se mettre en place, les anciennes structures tectoniques (autour de N-S et E-W).

- Vers 17-16 Ma, ce régime change brusquement, et le volcanisme passe sous le contrôle d'une tectonique distensive NW-SE très active : la chaîne volcanique sous-marine du Vauclin-Pitault commence à s'édifier (cf. D. Westercamp et H. Tazieff, 1980 ; leur fig. 37).

- Entre 14 et 11 Ma, la chaîne du Vauclin-Pitault s'étend vers le nord de la Martinique (région de la Trinité). Les structures volcano-tectoniques de ce nouveau tronçon sont subméridiennes, tandis que, plus au sud, l'ancienne direction reste prédominante. Dans l'île de Sainte-Lucie, le même type de chaîne sous-marine se développe, mais suivant une direction orthogonale, c'est-à-dire NE-SW.

- Le volcanisme s'éteint vers 8 Ma dans la partie nord de Sainte-Lucie, et vers 7 Ma dans la moitié sud de la Martinique, à l'exception de l'épisode très particulier et très limité des dacites à quartz, biotite et grenat de Gros-Ilet qui marque, vers 6,5 Ma, l'ouverture du système tectonique transverse du Lamentin (D. Westercamp, 1976 ; R.C. Maury *et al.*, 1985). Cet événement se produit postérieurement à la surrection (quelques centaines de mètres) des formations de la chaîne volcanique sous-marine.

- Entre 6 Ma et la période actuelle, on constate d'une part, la reprise, dans le SW de la Martinique, d'un volcanisme particulier dont nous avons déjà parlé (presqu'île des Trois-Ilets), et d'autre part, la migration, par "à-coups", du volcanisme calco-alkalin *sensu lato*, et de façon centrifuge par rapport à l'axe de la ride. Ainsi, en Martinique, l'activité volcanique migre du compartiment central-nord (Morne Jacob - Pitons du Carbet) vers le nord (Montagne Pelée), tandis qu'à Ste-Lucie, c'est la translation inverse qui se produit, depuis la région centrale vers le Qualibou.

A partir de ces éléments, nous pouvons esquisser l'interprétation suivante. G. Wadge (1986) est le premier à avoir tenté de mettre en relation la direction des filières du volcanisme des Petites Antilles (matérialisées essentiellement par les réseaux de dykes) avec la direction des contraintes géodynamiques régionales, mais il conclut plutôt à une corrélation négative entre ces deux paramètres, contrairement au modèle de K. Nakamura et S. Uyeda (1980). En ce qui

concerne le tronçon d'arc Martinique - Sainte-Lucie, nous pensons plutôt que la distribution des dykes et leur évolution peut s'expliquer par l'interaction locale de la ride de Sainte-Lucie. Le premier contact de cette dernière avec le bord de la croûte caraïbe (sous le prisme de la Barbade) a pu se produire vers 17-16 Ma, induisant sous l'effet de contraintes horizontales, la réorientation des structures volcano-tectoniques qui se disposent obliquement et symétriquement par rapport à l'axe, suivant le modèle observé par J.Y. Collot *et al.* (1985) dans l'arc des Nouvelles-Hébrides (voir chapitre 1 et fig. 4). Toujours suivant cette logique, on serait tenté de considérer que le volcanisme fissural basaltique, de direction subméridienne, qui affecte le sud des Grenadines vers 11 Ma (D. Westercamp *et al.*, 1985) représente l'effet le plus distal de cette interaction (fig. 11e). L'arrêt concomitant, vers 8-7 Ma, du volcanisme en Martinique (moitié sud) et à Sainte-Lucie (partie nord), pourrait correspondre à l'arrivée de la ride à la verticale de la ligne volcanique. L'intervalle de quelque 8 à 10 millions d'années qui sépare la mise en contact supposée de la tête de la ride avec le rebord de la plaque Caraïbe, et cet arrêt du volcanisme, est d'un ordre de grandeur compatible avec le trajet parcouru par la ride le long du plan de subduction, à la vitesse de la convergence entre plaques Caraïbe et Atlantique.

V - Cas des Grenadines : présomption d'une crypto-ride

Les fonds marins atlantiques qui font face aux Grenadines, vers la terminaison méridionale de l'arc insulaire des Petites Antilles, ne montrent pas de ride de croûte océanique, qu'elle soit morphologiquement exprimée ou bien enfouie sous la couverture des sédiments meubles. On précisera toutefois que cette dernière atteint (en avant et en arrière du front de déformation de la Barbade), sous cette latitude (proche des apports terrigènes sud-américains), une puissance très importante (*cf.* G.K. Westbrook *et al.*, 1984 ; et l'Atlas régional de R.C. Speed, G.K. Westbrook *et al.*, 1984). A priori, on ne peut donc formellement exclure la possibilité de la présence d'un élément de ride caché sous ce prisme. Quoi qu'il en soit, l'histoire volcano-structurale plio-pléistocène de ce tronçon de l'arc antillais a enregistré des effets reconnus au droit des rides de Barracuda, Tiburon, et Ste-Lucie, c'est-à-dire caractéristiques du passage d'une ride asismique. Nous nous proposons donc, avec cet exemple des Grenadines, d'opérer la démarche inverse de celle que nous avons suivie jusqu'à présent, et qui consistera, à partir des données structurales et de géologie de surface, à diagnostiquer la présence d'une ride océanique en profondeur, à tenter de déterminer ses caractéristiques et de retracer l'histoire de son sous-charriage sous cette portion de l'arc des Petites Antilles.

La carte structurale des Grenadines (fig. 13) et le tableau d'évolution des formations volcaniques (fig. 12) résument l'état des connaissances acquises à ce jour sur l'extrémité méridionale des Petites Antilles (pour plus de détails, se reporter à D. Westercamp *et al.*, 1985). On peut faire les observations suivantes :

- La plus grande partie des Petites Antilles méridionales, c'est-à-dire entre St-Vincent et le nord de Grenade, a été peu active, au Plio-Quaternaire, sur le plan volcanique.

- Les quelque 130 km qui séparent la Soufrière de St-Vincent du volcan sous-marin Kick'em Jenny (au nord de Grenade) représentent d'ailleurs la plus grande distance entre volcans actifs, à l'heure actuelle, des Petites Antilles.

- Depuis environ 4 Ma, le volcanisme calco-alcalin, typique du fonctionnement normal de l'arc (les laves du Kick'em Jenny appartiennent à la série des basaltes magnésiens ; *cf.* R.C. Maury et D. Westercamp, 1985) a définitivement cessé dans la partie centrale des Grenadines, tandis qu'aux deux extrémités, il a migré longitudinalement et de manière centrifuge depuis Bequia vers la Soufrière de St-Vincent, au nord, et de Carriacou vers le Mont-St-Catherine (Grenade), au sud.

- La ride d'arc des Grenadines est dédoublée en deux chaînes volcaniques néogènes, l'une d'âge miocène, l'autre d'âge pliocène, plus à l'ouest, témoignant d'une avancée du front volcanique entre ces deux époques. Ces alignements volcaniques sont localement décalés par des accidents transverses, subparallèles à la direction de la convergence.

- Ces accidents transverses drainent, depuis 12 Ma, des basaltes riches en magnésium, généralement alcalins (R.J. Arculus, 1976 ; M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1985).

- La partie centrale des Grenadines a subi un soulèvement différentiel qui fait affleurer l'Eocène moyen, fait unique pour la partie des Petites Antilles située au sud de la Guadeloupe. Cette surrection pourrait s'être produite au Miocène, car dans ce secteur (de Carriacou à Canouan), les laves du Miocène terminal et du Pliocène inférieur reposent sur un substratum dont l'âge varie de l'Eocène à l'Oligocène. Ce tronçon central semble d'ailleurs avoir été légèrement poussé vers l'ouest par rapport aux compartiments limitrophes, comme l'indique le décalage de la ligne volcanique oligocène.

- Le plan de Wadati-Benioff semble moins incliné sous les Grenadines que dans le reste de l'archipel antillais (G. Wadge et J.B. Shepherd, 1984).

Cet ensemble de données est bien conforme aux modalités d'interaction (répertoriées ou observées précédemment) d'une ride océanique avec cette partie de l'arc insulaire des Petites Antilles. La réduction de l'angle de plongement du plan de subduction, l'importance du soulèvement du compartiment central des Grenadines et son léger décalage vers l'ouest, le nombre élevé de failles transverses drainant des magmas alcalins d'origine profonde (environ 80 km, d'après H. Sigurdsson *et al.*, 1973), semblent indiquer en outre, le caractère partiellement compensé (flottable) de cette ride que nous appellerons la *crypto-ride des Grenadines*.

La longueur du hiatus de l'activité volcanique "normale" de surface et la migration longitudinale et centrifuge des centres éruptifs (*cf.* fig. 12) permettent d'évaluer grossièrement les variations de largeur de la ride (étranglements, dilatations) au moment de son passage à la verticale des Grenadines. Cette largeur devait être de l'ordre de

la centaine de kilomètres, il y a 2 Ma (distance séparant le Mont Saint-Catherine du sud de Saint-Vincent), et réduite à moins de 50 km, il y a 4 Ma. Le début du hiatus vers 5 Ma marquerait, quant à lui, l'arrivée du front de la ride à l'aplomb de la ligne volcanique de l'arc.

Les manifestations basaltiques alcalines très récentes du nord de Grenade (Lake Antoine et autres cratères d'origine phréatomagmatique) et du sud des Grenadines (Caille, Kick'em Jenny) suggèrent que la progression de la ride se poursuit aujourd'hui. Toutefois, le faible taux de sismicité constaté dans cette région (J. Dorel, 1978, 1981 ; S. Stein *et al.*, 1982) nous conduit à penser que la queue de la crypto-ride des Grenadines a déjà quitté la zone de friction entre les lithosphères atlantique et caraïbe, pour n'être plus immergée que dans le coin asthénosphérique.

Si l'on tient compte des paramètres suivants (distance du front volcanique à la trace de la subduction = 140 km ; profondeur du plan de Wadati-Benioff sous les Grenadines = 110 km ; vitesse de convergence = 2 cm/an ; épaisseur de la lithosphère caraïbe = 80 km ?), on peut très grossièrement estimer - avec tous les risques que de telles approximations comportent - que la longueur de la crypto-ride des Grenadines était, à l'origine, de l'ordre de 150 km, son premier contact avec le rebord de la plaque Caraïbe s'étant produit il y a environ 12 Ma, c'est-à-dire au Miocène moyen terminal. Si l'on rajoute que sa largeur avoisinait la centaine de km, on est obligé de convenir que ses caractéristiques semblent différer assez notablement de celles des trois autres rides examinées précédemment. Peut-être y a-t-il une relation entre cette observation et le fait que la crypto-ride des Grenadines est portée par la portion de croûte atlantique supposée provenir de la phase d'ouverture téthysienne, alors que les rides de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie se sont formées

au cours d'une phase géodynamique ultérieure (ouverture atlantique).

On précisera que cette ride, relativement flottable, ne l'était toutefois pas suffisamment pour provoquer un blocage de la subduction, comme ce fut le cas, à l'Oligocène supérieur, avec les rides de la moitié nord des Petites Antilles. D'ailleurs, les interprétations géophysiques de G. Westbrook (voir chapitre 3) n'indiquent pas la présence d'un placage de morceau de croûte atlantique sous cet endroit de la lithosphère caraïbe.

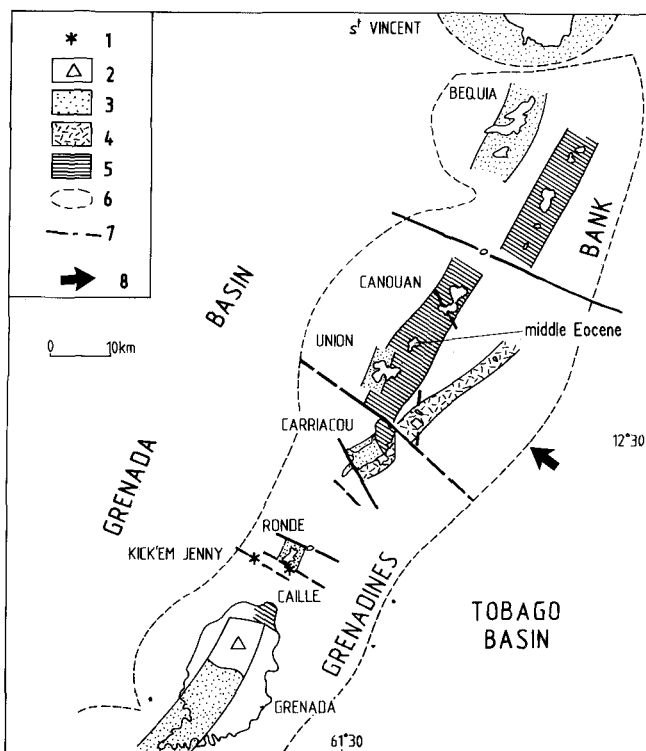


Fig. 13.- Schéma structural et évolution du front volcanique de la terminaison sud (Grenadines et Grenade) des Petites Antilles, depuis l'Oligocène, d'après D. Westercamp *et al.* (1985), légèrement modifié.

1 : volcan sous-marin actif (Kick'em Jenny) ou volcan holocène (Caille). 2 : volcanisme pléistocène calco-alcalin (Mt Saint Catherine). 3 : front volcanique calco-alcalin du Pliocène inférieur. 4 : front volcanique andésitique du Miocène moyen. 5 : front volcanique calco-alcalin de l'Oligocène. 6 : ride sous-marine à substratum anté-oligocène (isobathe des - 200 m). 7 : accident transverse et volcanisme associé (basaltes et andésites riches en Mg). 8 : axe supposé de la crypto-ride des Grenadines et sens de la convergence.

VI - Synthèse

Un certain nombre de rides océaniques asismiques de l'Atlantique Central se sont affrontées à différentes époques et en plusieurs endroits, à la marge active de l'Est-Caraïbe. Leur premier contact avec le bord oriental de la plaque chevauchante, puis les modalités de leur entraînement plus avant sous la lithosphère caraïbe, ont eu des échos dans l'histoire géologique de l'arc insulaire des Petites Antilles, sous la forme d'événements volcaniques, magmatiques et tectoniques qui relèvent, suivant leur importance, d'effets que l'on peut qualifier de premier ordre (rides compensées et flottables) et de deuxième ordre (rides non compensées et non flottables).

Nous avons pu ainsi :

- mettre en évidence l'arrivée d'une ride flottable (ou d'un système de rides, peut-être précurseur des

futures rides de Tiburon et de Barracuda), en face de la moitié nord des Petites Antilles, au passage Oligocène inférieur/Oligocène supérieur, il y a donc environ 30 Ma ;

- préciser les effets, au cours d'une époque postérieure, des rides non compensées de Tiburon et de Barracuda, sur le même secteur d'arc insulaire ;

- reconnaître l'influence de la ride de Sainte-Lucie sur la partie centrale des Petites Antilles ; cette ride, contrairement aux deux autres, n'étant plus repérable par son relief sous-marin, mais enfouie sous une épaisse couverture sédimentaire, aussi bien en avant du front de déformation du prisme d'accrétion de la Barbade que sous ce dernier, plus à l'ouest ;

- faire l'hypothèse de l'existence, dans la partie méridionale de l'arc, à l'aplomb des Grenadines, d'une ride partiellement compensée et maintenant presque entièrement absorbée par la subduction, que nous avons appelée "crypto-ride des Grenadines".

A travers l'étude de ces divers cas, nous pouvons ébaucher un catalogue des effets de la subduction des rides asismiques sur un arc insulaire comme celui des Petites Antilles, en fonction de leurs caractéristiques.

Effet de premier ordre (rides compensées)

1 - Blocage momentané de la subduction par effet de butée du relief contre le front rigide de la plaque chevauchante, puis placage et collage du segment flottable (et donc non entraînable plus avant) sous le rebord lithosphérique ; arrêt corrélatif du volcanisme dans l'ensemble de l'arc insulaire (ou le long d'une portion importante de l'arc, s'il est très étendu). Comme la progression de la croûte océanique située en avant de la fosse ne peut être indéfiniment arrêtée (à moins d'une croûte anormalement épaisse - comme le plateau d'Ontong Java - bloquant définitivement le système), le plan de subduction se casse (pivote ?) en aval de la zone de contact, puis tombe pour être "digéré" dans l'asthénosphère. Un nouveau plan de subduction se met en place en amont, avec une croûte océanique cette fois-ci débarrassée de ses reliefs compensés.

2 - Saut de la ligne volcanique, de plusieurs dizaines de km vers l'arrière de l'arc, par suite de l'aplatissement (dépression) de la croûte océanique à l'entrée de la subduction, sous l'effet de l'épaississement (et de la surcharge) du rebord de la plaque chevauchante. Le nouveau front volcanique se met en place, après un hiatus de plusieurs millions d'années, inversement proportionnel au taux de convergence.

3 - Surrection importante de la partie frontale de l'arc insulaire (jusqu'à au moins 2000 m) située sous le segment de ride piégée, sous l'action du rebond isostatique. Un volcanisme basaltique peu volumineux s'exprime dans ce dernier secteur. Aux Petites Antilles, il semble contrôlé par des fissures parallèles à la direction de la convergence (contrainte maximale), mais sa nature (caractère sérial) n'a pu être reconnue.

Effets de deuxième ordre (rides non ou partiellement compensées)

1 - Incidences sur la tectonique

1a - Ouverture de failles transverses à la ride insulaire

La variété des situations observées dans les Petites Antilles et le nombre trop restreint des données quantitatives (mécanismes au foyer des séismes superficiels, études microtectoniques) n'autorisent pas encore la proposition d'un schéma vraiment cohérent. La direction et la nature des failles, ainsi que les phénomènes qui leur sont associés (volcanisme, manifestations hydrothermales), varient selon : a) leur distance à l'axe de la ride subductée ou au point de butée, b) leur éloignement par rapport à la fosse de subduction (ou à sa marque gravimétrique), c) le degré de compensation de la ride subductée. Il semble toutefois que :

- dans le cas d'une ride partiellement compensée (crypto-ride des Grenadines), les failles transverses

à l'arc sont parallèles à la direction de la convergence et résultent de décrochements (avec recul du compartiment d'arc qui fait face à la ride) ; ces accidents sont fréquemment le siège de remontées de basaltes riches en magnésium (voir plus loin) ;

- dans le cas d'une ride non compensée (rides de Tiburon et de Ste-Lucie), les failles qui affectent la zone en avant de l'arc sont parallèles à la convergence, mais jouent en extension (failles normales), le compartiment effondré regardant vers l'axe de la ride (faille de Montserrat - Marie-Galante, pour la ride de Tiburon), ou bien forment deux grabens encadrant la ride (fossés du Lamentin, en Martinique, du Qualibou, à Ste-Lucie, pour la ride de Ste-Lucie). Ces failles se courbent pour devenir de plus en plus obliques, au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'avant de l'arc. Bien qu'ils puissent parfois drainer des basaltes de type magnésien, ces accidents contrôlent la mise en place de magmas tholéitiques d'arc et calco-alcalins, caractéristiques de l'activité habituelle de l'arc, et/ou un hydrothermalisme de surface (sources thermales, explosions phréatiques).

1b - Soulèvements mineurs dans la zone avant de l'arc affectée par la ride asismique. L'ampleur du mouvement vertical se compte en centaines de mètres, et sera, logiquement, plus importante pour une ride partiellement compensée que pour une ride qui ne l'est pas.

1c - Activité sismique superficielle (intra-plaque chevauchante) plus fréquente et de plus forte magnitude dans la partie avant de l'arc en interaction avec la ride.

Les effets 1a et 1c résultent aussi bien de la mise en contact de la tête de la ride avec le bord de la plaque chevauchante (effet de butée) que du sous-charriage de la ride (effet d'aspérité). L'effet 1b est plutôt lié à ce dernier processus. Dans certains cas (archipel de la Guadeloupe), il semble migrer à la même vitesse et dans le même sens que la progression de la ride dans le plan de subduction (cf. A. Gadalia *et al.*, 1988, ce volume).

2 - Incidences sur le volcanisme

2a - Extinction du volcanisme habituel de l'arc insulaire dans la section à l'aplomb de la ride

Ce phénomène est quasi-général à la verticale des rides (voir chapitre 1), compensées ou non, dans les chaînes volcaniques péri-pacifiques et dans les Petites Antilles (à quelques exceptions près, voir plus loin. Ainsi l'arrêt du volcanisme sur le tronçon terminal de l'arc interne antillais, depuis le Pliocène supérieur, semble devoir être mis en relation avec le passage de la ride de Barracuda. Deux hypothèses ont été formulées pour expliquer l'inhibition du volcanisme à l'aplomb des rides océaniques asismiques.

a) - La première, constatant que certains hiatus volcaniques apparaissent lorsque l'angle du plan de Wadati-Benioff est fortement diminué en réponse à la flottabilité positive de la ride qu'il entraîne, suppose qu'il y a disparition du coin mantellique (asthénosphère) dont la fusion engendre les magmas à l'origine du volcanisme habituel des

marges convergentes (cf. p. ex. A.E. Ringwood, 1974; B.L. Isacks et M. Barazangi, 1977). On fera remarquer que cette interprétation ne peut s'appliquer aux rides non compensées qui ne modifient pas sensiblement la géométrie du plan de subduction; c'est le cas notamment des rides antillaises de Barracuda, de Tiburon et de Sainte-Lucie.

b) - La deuxième tient compte des facteurs suivants. D'une part, les sédiments subductés sont une composante (généralement faible, en volume) des magmas produits par tous les types de marges convergentes (M.J. Hole *et al.*, 1984; W.M. White et J. Patchett, 1984). D'autre part, le caractère très discontinu, dans l'espace comme dans le temps, du volcanisme de l'arc interne des Petites Antilles (cf. fig. 12), s'oppose au phénomène continu de la convergence est-caraïbe qui engendre ce volcanisme. Le rapprochement de ces deux observations conduit D. Westercamp (1988) à considérer les sédiments subductés (dont la distribution au-dessus du plancher océanique en voie de subduction est, par nature, variable) comme l'élément moteur (catalyseur) de la production magmatique. Le passage des rides au-dessous du front volcanique provoque l'extinction du volcanisme, parce qu'elles ne sont généralement pas recouvertes par une épaisseur suffisante de sédiments (faible taux initial de sédimentation et/ou rabotage lors de l'épluchage par le prisme d'accrétion) pour déclencher, dans le coin asthénosphérique, le processus de production magmatique.

Nous ferons donc appel à cette deuxième hypothèse pour expliquer certains des autres effets volcaniques de deuxième ordre décrits ci-après.

2b - Inversion (recul) du mouvement de migration du front volcanique, avant l'extinction

Le front volcanique d'un arc insulaire tend, habituellement, à se déplacer (à une vitesse bien inférieure à celle de la convergence) en direction de l'arrière de l'arc (avancée), c'est-à-dire dans le sens de la convergence (cf. pour les Petites Antilles: D. Westercamp et P. Andreieff, 1983a; P. Andreieff *et al.*, 1988, ce volume). L'arrivée de l'extrémité antérieure d'une ride dans la zone de production magmatique semble inverser brusquement cette migration, et le front volcanique recule de quelques kilomètres vers l'avant de l'arc. Ce phénomène s'est produit dans le Massif Septentrional de la Basse-Terre et à l'île de Montserrat, probablement sous l'influence de la ride de Tiburon. Si l'on admet que l'intervention des sédiments de la plaque plongeante a généralement lieu à une profondeur à peu près constante pour une même série magmatique et à une même latitude de l'arc, doit-on y voir l'effet d'une dépression du plan de subduction à l'avant du front de la ride (cf. A. Gadalia *et al.*, 1988, ce volume)?

2c - Déplacement centrifuge de l'activité volcanique le long de l'arc, de part et d'autre de la projection de la ride en surface

Ce phénomène marque la phase de transition entre les prémices de l'arrivée de la tête de la ride sous le front volcanique, et son engagement définitif. On notera que ce processus fournit, indirectement, des éléments d'appréciation de la direction du vecteur de convergence des plaques en

présence. En effet, si la translation centrifuge de l'activité volcanique (effet de charrue) est symétrique de part et d'autre de la ride, l'axe de cette dernière est nécessairement parallèle à la convergence. C'est ce que l'on observe, en gros, pour les rides de Tiburon et de Sainte-Lucie et pour la crypto-ride des Grenadines. Inversement, plus l'angle entre le vecteur de convergence et l'axe d'une ride sera élevé, plus la dissymétrie sera accusée.

Les laves impliquées appartiennent aux séries tholéitiques d'arc ou calco-alcalines typiques du fonctionnement habituel de l'arc (cf. D. Westercamp, 1979; R.C. Maury et D. Westercamp, 1985).

2d - Saut mineur (quelques km) vers l'arrière de l'arc et rotation du front volcanique, en bordure de ride.

Ces phénomènes accompagnent la migration longitudinale vers le sud, en Basse-Terre de Guadeloupe, sous l'effet de l'interaction de la bordure méridionale de la ride de Tiburon. Ils se réalisent en quelques centaines de milliers d'années et concernent des régions limitées à quelques dizaines de kilomètres de long. Des études détaillées sont donc nécessaires pour les mettre en évidence. On met ces processus en relation avec des changements de direction locaux des flancs de la ride subductée et la redistribution des sédiments accumulés en bordure qu'ils impliquent (A. Gadalia *et al.*, *ibid.*).

2e - Apparition d'un volcanisme particulier : les basaltes alcalins et subalcalins riches en magnésium.

Deux grandes familles de basaltes ont été reconnues dans les Petites Antilles (M.F. Thirwall et A. Graham, 1984; R.C. Maury et D. Westercamp, 1985): a) des basaltes riches en aluminium qui se trouvent à l'origine des séries tholéitiques d'arc et calco-alcalines (magmatisme "normal" d'arc insulaire), prédominantes, tant en fréquence qu'en volume des laves émises; b) des basaltes riches en magnésium, de nature alcaline dans l'extrême sud de l'arc (Grenade et Grenadines méridionales) où ils sont bien représentés, de nature subalcaline (olivine et orthopyroxène normatifs) ailleurs où ils sont rares et très peu abondants (Martinique). L'indépendance géologique et géochimique entre ces deux groupes a été démontrée, dans les Grenadines (M. Le Guen de Kerneizon *et al.*, 1985; D. Westercamp *et al.*, 1985) et en Martinique (D. Westercamp, 1979). Les basaltes du deuxième type sont originaires du coin mantellique, juste sous la lithosphère caraïbe (cf. D. Westercamp, 1988, pour une discussion plus détaillée); ils remontent à la faveur d'accidents crustaux majeurs de direction transverse par rapport à l'allongement de la ride insulaire (S.E. Delong *et al.*, 1975; D. Westercamp, 1979). On suppose maintenant (D. Westercamp, 1988) que ces accidents sont induits par les contraintes exercées par les rides asismiques sur la plaque chevauchante.

L'îlot Redonda, dans l'axe de la ride de Tiburon, présente des caractéristiques intermédiaires entre ces deux grands groupes de basaltes.

- ANDREIEFF P., WESTERCAMP D., GARRABE F., BONNETON J.R., DAGAIN J. (1988a). - Stratigraphie de Saint-Martin, Petites Antilles septentrionales. *Géologie de la France*, n° 2, ce volume.
- ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., WESTERCAMP D. (1988b). - Histoire géologique de la Martinique, Petites Antilles : données radiochronométriques et biostratigraphiques. *Géologie de la France* n° 2, ce volume.
- ARCULUS R.J. (1976). - Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles island arc. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, pp. 612-624.
- BAKER P.E. (1969). - The geological history of Mt Misery volcano, St Kitts, West Indies. *Overseas Geol. Min. Resources*, **10**, pp. 207-230.
- BAKER P.E. (1984). - Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *J. Geol. Soc. London*, **141**, pp. 401-411.
- BALL M.M., HARRISON C.G. (1969). - Origin of the Gulf and Caribbean, and implications regarding ocean ridge extension, migration, and shear. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Societies*, **19**, pp. 287-294.
- BARAT A. (1984). - Etude du rôle des eaux souterraines dans le mécanisme des éruptions phréatiques : application à la Montagne Pelée, Martinique et à la Soufrière de Guadeloupe. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Bordeaux III, 232 p.
- BAUBRON J.C., BOUYASSE Ph., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1979). - L'îlot Redonda, un jalon de l'arc volcanique récent des Petites Antilles. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, **IV**, 3/4, pp. 273-283.
- BEN AVRAHAM Z., NUR A., JONES D., COX A. (1981). - Continental accretion : from oceanic plateaus to allochthonous terranes. *Science*, **213**, pp. 47-54.
- BEN AVRAHAM Z., NUR A. (1982). - The emplacement of ophiolites by collision. *J. Geophys. Res.*, **87**, (B5), pp. 3861-3867.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., FLYNN J.J., VAN COUVERING J.A. (1985). - Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, pp. 1407-1418.
- BIJU-DUVAL B., CAULET J.P., DUFAURE P., MASCLE A., MULLER C., RICHERT J.P., VALERY P. (1985). - The terrigenous and pelagic series of Barbados island : Paleocene to middle Miocene slope deposits accreted to the Lesser Antilles margin. In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip., Paris, pp. 187-197.
- BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V., VALERY P. (1982). - Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge Complex (Eastern Caribbean) : a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics*, **86**, pp. 275-304.
- BIJU-DUVAL B., MOORE J.C. *et al.* (1981). - Premiers résultats des forages IPOD implantés lors de la croisière 78 A du Glomar Challenger au nord-est de la ride de la Barbade (Petites Antilles) : tectonique frontale d'un prisme d'accrétion. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **II**, **293**, pp. 621-628.
- BIRCH F.S. (1970). - The Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic : geological and geophysical studies. *Deep-Sea Res.*, **17**, pp. 847-859.
- BONATTI E. (1971). - Rocks and sediments from the Barracuda fracture zone. *Trans. 5th Carib. Geol. Conf.*, Queens College Press, 45.
- BONNETON J.R., SCHEIDEGGER A.E. (1981). - Relations between fracture patterns, seismicity, and plate motions in the Lesser Antilles. *J. Structural Geol.*, **3**, pp. 359-369.
- BOUDON G., VINCENT P.M., SEMET M.P. (1984). - Les stades d'édification du volcan de la Grande Découverte - Soufrière de Guadeloupe. In : "Prévision et surveillance des éruptions volcaniques", *Colloque PIRPSEV*, Clermont-Ferrand (déc. 1984), 8.
- BOURGOIS J., JANJOU D. (1981). - Subduction océanique, subduction continentale et surrection andine : l'exemple du Pérou septentrional. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **II**, **293**, pp. 859-864.
- BOUYASSE Ph. (1979). - Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles (campagne ARCANTE 1). *Bull. B.R.G.M. Fr.* (IV), 3/4, pp. 185-210.
- BOUYASSE Ph. (1980). - Sur l'existence d'un volcan sous-marin dans l'archipel de la Guadeloupe. Commentaires sur le problème du volcanisme sous-marin historique dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (IV), 1, pp. 3-14.
- BOUYASSE Ph. (1984). - The Lesser Antilles island arc : structure and geodynamic evolution. In : Biju-Duval B., Moore J.C. *et al.*, *Init. Repts D.S.D.P.*, **78 A**, pp. 83-103.
- BOUYASSE Ph. (1988). - Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene. *Tectonophysics*, **149**, pp. 121-143.
- BOUYASSE Ph., ANDREIEFF P., RICHARD M., BAUBRON J.C., MASCLE A., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1985a). - Géologie de la ride d'Aves et des pentes sous-marines du nord des Petites Antilles et Esquisse bathymétrique à 1/1.000.000 de l'Est-Caraïbe. *Documents B.R.G.M.*, n° 93, pp. 1-146.
- BOUYASSE Ph. ANDREIEFF A., WESTERCAMP D. (1980). - Evolution of the Lesser Antilles island arc, new data from submarine geology. *Trans. 9th Carib. Geol. Conf.* (Santo Domingo, 1980), pp. 75-88.
- BOUYASSE Ph., BAUBRON J.C., RICHARD M., MAURY R.C., ANDREIEFF P. (1985b). - Evolution de la terminaison nord de l'arc interne des Petites Antilles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **1**, pp. 181-188.
- BOUYASSE Ph., GARRABE F. (1984). - Evolution tectonique néogène des îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **II**, **298**, pp. 763-766.
- BOUYASSE Ph., GUENNOC P. (1983). - Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte-Lucie et Anguilla. *Mar. Geol.*, **53**, pp. 131-166.
- BOUYASSE Ph., KANG J.K., KOSAKEVITCH A., LALLIER-VERGES E. (1987). - Mise en évidence d'un dépôt de manganèse hydrothermal du Pliocène supérieur dans l'arc externe des Petites Antilles (Banc Bertrand, NE de la Guadeloupe). *Oceanologica Acta*, **10**, **4**, pp. 375-386.
- BOUYASSE Ph., MASCLE A., MAUFFRET A., MERCIER DE LEPINAY B., JANY I., LECLERE-VANHOEVE A., MONTJARET M.C., (1988). - Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc interne des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne-Pelée, NW de la Guadeloupe). *Mar. Geol.*, **81**, pp. 261-287.
- BOUYASSE Ph., MAURY R.C., WESTERCAMP D., BAUBRON J.C., ANDREIEFF P., COTTEN J. (1981). - Le banc Luyms, terminaison septentrionale de l'arc récent des Petites Antilles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **23**, pp. 185-194.
- BOUYASSE Ph., ROBERT S., GUENNOC P., MONTI S. (1983a). - 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 B.R.G.M.*, n° 63, pp. 1-79, + 5 pl. h.t.
- BOUYASSE Ph., ROUX J.D. (1978). - Remarque sur la circulation d'eaux turbides d'origine amazonienne le long de la côte des Guyanes. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (D), **287**, pp. 203-206.
- BOUYASSE Ph., SCHMIDT-EFFING R., WESTERCAMP D. (1983b). - La Désirade island (Lesser Antilles) revisited : Lower Cretaceous radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex. *Geology*, **11**, pp. 244-247.
- BOUYASSE Ph., WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BAUBRON J.C., SCOLARI G. (1985c). - 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. *Géologie de la France*, **1**, pp. 101-104.
- BOWIN C.O. (1972). - Puerto Rico Trench negative gravity anomaly belt. *Geol. Soc. Amer.*, *Memoir* 132, pp. 339-349.
- BOWIN C. (1976). - Caribbean gravity field and plate tectonics. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, **169**, pp. 1-79.
- BOWIN C. (1960). - Gravity and geoid anomalies of the Caribbean. *Trans. 9th Carib. Geol. Conf.* (Santo Domingo, 1980), pp. 527-538.
- BRASIER M., DONAHUE J. (1985). - Barbuda - an emerging reef and lagoon complex on the edge of the Lesser Antilles island arc. *J. Geol. Soc. London*, **142**, pp. 1101-1117.
- BRASIER M.D., MATHER J.D. (1975). - The stratigraphy of Barbuda, West Indies. *Geol. Mag.*, **112**, pp. 271-282.
- 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*, **291**, (A 1383), pp. 485-528.

- BROIN C.E., de, AUBERTIN F., RAVENNE C. (1977). - Structure and history of the Solomon - New Ireland region. In : *Geodynamics in South-West Pacific*, Editions Technip, Paris, pp. 37-50.
- BURNE R.V., COLLOT J.Y., DANIEL J. (sous-presse). - Superficial structures and stress regimes of the downgoing plate associated with subduction-collision in the central New Hebrides arc (Vanuatu). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*
- CAILLEUX A. (1979). - Tibet, Andes : catastrophes, plaques et rétroaction. *Ann. Géographie*, 38, (488), pp. 419-431.
- CARNEY J.N., MACFARLANE A., (1982). - Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides arc. *Tectonophysics*, 87, pp. 147-175.
- CHABELLARD J.G., PHILIP H., GAULON R. (1986). - Déformations et régimes de contraintes actuel et récent dans l'arc des Petites Antilles entre Martinique et Antigua. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, 303 (1), pp. 81-86.
- CHASE R.L., BUNCE E.T. (1969). - Underthrusting of the eastern margin of the Antilles by the floor of the western North Atlantic Ocean, and the origin of the Barbados Ridge. *J. Geophys. Res.*, 74, (6), pp. 1413-1420.
- CHRISTMAN R.A. (1953). - Geology of St Bartholomew, St Martin and Anguilla, Lesser Antilles. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 64, pp. 65-96.
- CHUNG W.Y., KANAMORI H. (1978). - A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New-Hebrides arc. *Tectonophysics*, 50, pp. 29-40.
- COLLETTE B.J., RUTTEN K.W. (1972). - Crest and fracture zone geometry of the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 16°N. *Nature Phys. Sci.*, 237, pp. 131-134.
- COLLETTE B.J., SCHOUTEN H., RUTTEN K. (1973). - Fracture zones and flow trajectories in the southern North Atlantic (abs.). *Eos*. (Amer. Geophys. Union Trans.), 54, 325.
- COLLOT J.Y., DANIEL J., BURNE R.V. (1985). - Recent tectonics associated with the subduction/collision of the d'Entrecasteaux zone in the central New-Hebrides. *Tectonophysics*, 112, pp. 325-356.
- CORON S., FEUILLARD M., LUBART J.M. (1975). - Etudes gravimétriques en Guadeloupe et dans les îles de son archipel - Petites Antilles. *Ann. Geophys.*, 31, pp. 531-548.
- 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.*, 47-4, pp. 705-734.
- CROSS T.A., PILGER R.H. (1982). - Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, pp. 545-562.
- D'ARCO P., MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1981). - Geothermometry and geobarometry of a cumingtonite-bearing dacite from Martinique, Lesser Antilles. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, pp. 177-184.
- DAVIES G.F. (1980). - Mechanics of subducted lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 85 ; (B 11), pp. 6304-6318.
- DELONG S.E., HODGES F.N., ARCULUS R.J. (1975). - Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga Island, Alaska, and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. *J. Geol.*, 83, pp. 721-736.
- DEMANTA. (1981). - L'axe néo-volcanique transmexicain, étude volcanologique et pétrologique, signification structurale. *Thèse d'Etat*, Université d'Aix-Marseille, 259 p. + annexes.
- DESREUMAUX C. (1985). - Haiti : un modèle récent et actuel de système tectonique compressif à effets centripètes. In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 391-402.
- DOREL J. (1978). - Sismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du Bassin Atlantique. *Thèse d'Etat*, Université de Paris VI, pp. 1-326.
- DOREL J. (1981). - Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 67, pp. 679-695.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J., MARSHALL J. (1977). - New Hebrides trench : subduction rate from associated lithospheric bulge. *Can. J. Earth Sci.*, 14, pp. 250-255.
- DUPONT J. (1982). - Morphologie et structures superficielles de l'arc insulaire des Tonga-Kermadec. In : *Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 147, pp. 263-282.
- EICHELBERGER J.C. (1978). - Andesitic volcanism and crustal evolution. *Nature, G.B.*, 275, pp. 21-27.
- FEUILLARD M., ALLEGRE C.J., BRANDEIS G., GAULON R., LE MOUËL J.L., MERCIER J.C., POZZI J.P., SEMET M.P. (1983). - The 1975-1977 crisis of La Soufrière de Guadeloupe (FWI) : a still-born magmatic eruption. *Volcanol. Geotherm. res.*, 16, pp. 317-334.
- FINK L.K. (1972). - Bathymetric and geologic studies of the Guadeloupe region, Lesser Antilles island arc. *Mar. Geol.*, 12, pp. 267-288.
- FONTAS P., VALERY P., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V., TARDY M., BIJU-DUVAL B. (1984). - Multibeam bathymetric survey of the leg 78 A drilling area and comparison with the southern part of the Barbados Ridge deformation front. In : Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, 78 A, pp. 63-78.
- FOX P.J., HEEZEN B.C. (1975). - Geology of the Caribbean crust. In : *The Ocean Basins and Margins* (A.E.M. Nairn & F.G. Stehli, eds.), 3, Plenum Press, N.Y., pp. 421-466.
- FRANKEL A. (1982). - A composite focal mechanism for microearthquakes along the northeastern border of the Caribbean plate. *Geophys. Res. Letters*, 9, pp. 511-514.
- FRANKEL A., McCANN W.R., MURPHY A.J. (1980). - Observations from a seismic network in the Virgin Islands region : tectonic structures and earth-quake swarms. *J. Geophys. Res.*, 85, (B 5), pp. 2669-2678.
- FRUTOS J. (1981). - Andean tectonics as a consequence of sea-floor spreading. *Tectonophysics*, 72, pp. T21-T32.
- GADALIA A., GSTALTER N., WESTERCAMP D. (1988). - La chaîne volcanique de Bouillante, Basse-Terre de Guadeloupe (Petites Antilles) : identité pétrographique, volcanologique et géodynamique, ce volume.
- GARRABE F., ANDREIEFF P. (1985). - Sédimentation et tectonique plio-quaternaires comparées de Marie-Galante et de Grande-Terre (Guadeloupe). In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 155-160.
- GIRARD D., BECK C., STEPHAN J.F., BLANCHET R., MAURY R.C. (1982). - Pétrologie, géochimie et signification géodynamique de quelques formations volcaniques crétacées péri-caraïbes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24, pp. 535-544.
- GIRARDIN N., GAULON R. (1983). - Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone. *Earth Planet. Sci. Letters*, 62, pp. 340-348.
- GOURGAUD A., BOURDIER J.L. (1982). - Le système volcanique Diamant-Burgos (SW-Martinique) : mélanges de magmas en volcanisme différencié linéaire, et origine des basaltes à quartz. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, 294, pp. 1349-1354.
- GRABERT H. (1983). - Das Amazonas-Entwässerungssystem in Zeit und Raum. *Geol. Rundsch.* 72, pp. 671-683.
- HALL M.L., WOOD C.A. (1985). - Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13, pp. 203-207.
- HARRISON C.G.A., BALL M.M. (1973). - The role of fracture zones in seafloor spreading. *J. Geophys. Res.*, 78, (32), pp. 7776-7785.
- HAYES D.E., EWING M. (1971). - The Louisville Ridge - A possible extension of the Eltanin Fracture Zone. In : Reid J.L., ed., *Antarctic Oceanology*, vol. I, Amer. Geophys. Union, Antarctic Research Series, 15, pp. 223-228.
- HOLE M.J., SAUNDERS A.D., MARRINER G.F., TARNEY J. (1984). - Subduction of pelagic sediments : implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *J. Geol. Soc. London*, 141, pp. 453-472.
- HUSSONG D.M., UYEDA S. (1981). - Tectonic processes and the history of the Mariana arc : a synthesis of the results of Deep Sea Drilling Project leg 60. In : *Init. Repts D.S.D.P.* (D.M. Hussong, S. Uyeda et al.), 60, pp. 909-929.
- HUTTON C.O. (1968). - The mineralogy and petrology of Nevis, Leewards Islands, B.W.I. *Trans. 4th Carib. Geol. Conf.* (Trinidad, 1965), pp. 383-388.
- HUTTON C.O. (1978). - The petrology of Nevis, Leewards Islands, West Indies. *Overseas Geol. Miner. Res.*, 52, pp. 1-34.
- ISACKS B.L., BARAZANGI M. (1977). - Geometry of Benioff zones : lateral segmentation and downwards bending of the

- subducted lithosphere. In : Evolution of island arcs, deep-sea trenches and back-arc basins (M. Talwani & W.C. Pitman, eds.), *Amer. Geophys. Union* (M. Ewing Series 1), pp. 99-114.
- ISACKS B.L., OLIVER J., SYKES L.R. (1968). - Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 5855-5899.
- IUNDT F., TRAINÉAU H., VARET J., WESTERCAMP D. (1980). - Projets de recherches géothermiques en République Dominicaine et en République d'Haiti. Projet OLADE, Rapports B.R.G.M. non publiés.
- JACQUES D., MAURY R.C., BELLON H. (1984). - Géologie et géochronologie ^{40}K - ^{40}Ar des îles des Saintes (Guadeloupe). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **II**, pp. 721-726.
- JAVET C., ALSAC C. (1974). - Le volcanisme des Saintes. *7e Conf. Géol. Caraïbes* (Guadeloupe, 1974), livret-guide, pp. 65-75.
- JORDAN T.H. (1975). - The present-day motions of the Caribbean plate. *J. Geophys. Res.*, **80**, (32), pp. 4433-4439.
- KARIG D.E. (1971). - Origin and development of marginal basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **76**, (11), pp. 2542-2561.
- KELLEHER J., McCANN W. (1976). - Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction. *J. Geophys. Res.*, **81**, pp. 4885-4896.
- KENT D.V., GRADSTEIN F.M. (1985). - A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, pp. 1419-1427.
- LE DOUARAN S., FRANCHETEAU J. (1981). - Axial depth anomalies from 10 to 50° north along the Mid-Atlantic Ridge : correlation with other mantle properties. *Earth Planet. Sci. Letters*, **54**, pp. 29-47.
- LE GALL B., BELLON H., CARRON J.P., LE GUEN de KERNEIZON M. (1983). - Données nouvelles sur le volcanisme de l'île de Montserrat (Petites Antilles). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **25**, (6), pp. 837-843.
- LE GUEN de KERNEIZON M., BELLON H., CARRON J.P., MAURY R.C. (1983). - L'île de Sainte-Lucie (Petites Antilles) : distinction des principales séries magmatiques à partir des données pétrochimiques et géochronologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **25**, pp. 845-853.
- LE GUEN de KERNEIZON M., WESTERCAMP D., CARRON J.P., BELLON H. (1985). - The Grenadines, southern Lesser Antilles. part II : Major petrochemical features of the volcanic rocks. In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 119-130.
- LE PICHON X. (1968). - Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, pp. 3361-3697.
- LEWIS J., ROBINSON E. (1976). - A revised stratigraphy and geological history of the Lesser Antilles. *Trans. 7e Conf. Géol. Caraïbes* (Guadeloupe, 1974), pp. 339-344.
- LIDZ B.H. (1984). - Neogene sea-level change and emergence, St-Croix, Virgin Islands : evidence from basinal carbonate accumulations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, pp. 1268-1279.
- LONSDALE P. (1978). - Ecuadorian subduction system. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, pp. 2454-2477.
- LONSDALE P., FORNARI D. (1980). - Submarine geology of Malpelo ridge, Panama Basin. *Mar. Geol.*, **36**, pp. 65-83.
- LOUAT R., DANIEL J., ISACKS B. (1982). - Sismicité de l'arc des Nouvelles-Hébrides. In : Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, **147**, pp. 111-148.
- LOUAT R., DUPONT J. (1982). - Sismicité de l'arc des Tonga-Kermadec. In : Contribution à l'étude géodynamique du Sud-Ouest Pacifique. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, **147**, pp. 299-317.
- McCANN W.R., SYKES L.R. (1984). - Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate : implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *J. Geophys. Res.*, **89**, (B6), pp. 4493-4519.
- McDONALD K.C., HOLCOMBE T.L. (1978). - Inversion of magnetic anomalies and sea-floor spreading in the Cayman Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, **40**, pp. 407-414.
- McDONALD W.D., MELSON W.G. (1969). - A late Cenozoic volcanic province in Hispaniola. *Carib. J. Sci.*, **9**, (3-4), pp. 81-91.
- MARLOW M., GARRISON L.E., MARTIN R.G., TRUMBULL J.V.A., COOPER A.K. (1974). - Tectonic transition zone in the northeastern Caribbean. *J. Res. U.S. Geol. Survey*, **2**, pp. 289-302.
- MARTIN-KAYE P.H.A. (1959). - Reports on the geology of the Leeward and British Virgin Islands. *Voice Publishing Co.*, St-Lucia, pp. 1-117.
- MARTIN-KAYE P.H.A. (1969). - A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geol. Miner. Resources, G.B.*, **10**, **2**, pp. 172-206.
- MASCLE A., WESTERCAMP D. (1983). - Géologie d'Antigua, Petites Antilles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **25**, pp. 855-866.
- MAUFFRET A., WESTBROOK G.K., TRUCHAN M., LADD J. (1984). - The relief of the oceanic basement and the structure of the front of the accretionary complex in the region of sites 541, 542, and 543. In : Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, **78 A**, pp. 49-62.
- MAURY R.C., CLOCCHATTI R., COULON C., D'ARCO P., WESTERCAMP D. (1985). - Signification du grenat et de la cordiérite dans les laves du sud-ouest martiniquais. *Bull. Mineral.*, **108**, pp. 63-79.
- MAURY R.C., WESTBROOK G.K., BAKER P.E., BOUYASSE Ph., WESTERCAMP D. (sous-presse). - Geology of the Lesser Antilles. In : The Caribbean Region Volume. *Geology of North America* (D.N.A.G.), Geol. Soc. Amer.
- MAURY R.C., WESTERCAMP D. (1985). - Variations chronologiques et spatiales des basaltes néogènes des Petites Antilles. Implications sur l'évolution de l'arc. In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 77-89.
- MEGARD F. (1984). - The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, **141**, pp. 893-900.
- MERVOYER B. (1974). - Le massif de la Soufrière. Livret-guide des excursions aux Antilles françaises. *7e Conf. Géol. Caraïbes* (Pointe-à-Pitre), pp. 41-55.
- MILLIMAN J.D., MEADE R.H. (1983). - World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, **91**, pp. 1-22.
- MINSTER J.B., JORDAN T.H. (1978). - Present-day motions. *J. Geophys. Res.*, **83** (B11), pp. 5331-5354.
- MITCHELL J.G., TERRELL D.J. (1983). - Inert gas abundances in basalts of the Lesser Antilles island arcs : possible implications for their volcanic evolution. *Physics Earth Planet. Interiors*, **31**, pp. 161-170.
- MOCQUET A., AGGARWAL Y.P. (1985). - Seismic-slip rates in the Greater Antilles and Lesser Antilles : implications for the present-day motion of the Caribbean plate relative to North America. *Terre Cognita*, **5**, 172 p.
- MOLNAR P., FREEDMAN D., SHIH J. (1979). - Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **56**, pp. 41-54.
- MOLNAR P., SYKES L.R. (1969). - Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from local mechanisms and seismicity. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, pp. 1639-1684.
- MOLNAR P., TAPPONNIER P. (1975). - Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- MOORE J.C., BIJU-DUVAL B. et al. (1982). - Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge : Deep Sea Drilling Project Leg 78 A. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, pp. 1065-1077.
- MOORE J.C., BIJU-DUVAL B. (1984). - Tectonic synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 78 A : structural evolution of offscraped and underthrust sediment, northern Barbados Ridge Complex. In : Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.* **78 A**, Washington (U.S. Govt Printing Office), pp. 601-621.
- MORETTI I., NGOKWEY K. (1985). - Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate. In : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 245-253.
- MORGAN W.J. (1971). - Plate motions and deep mantle convection. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **132**, pp. 7-22.
- 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. Letters*, **29**, pp. 401-412.
- NAKAMURA K. (1977). - Volcanoes as possible indications of tectonic stress orientation - principle and proposal. *Volcanol. Geotherm. res.*, **2**, pp. 1-16.
- NAKAMURA K., UYEDA S. (1980). - Stress gradient in arc-back arc regions and plate subduction. *J. Geophys. Res.*, **85** (B 11), pp. 6419-6428.

- NATLAND J.H. (1984). - Occurrences of air-fall volcanic ash derived from the Lesser Antilles arc at leg 78 A drill sites. *In* : Biju-Duval B. Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, 78 A, pp. 369-375.
- NIXON G.T. (1982). - The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, pp. 514-523.
- NUR A., BEN AVRAHAM Z. (1982). - Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. *J. Geophys. Res.*, 87, (B 5), pp. 3644-3661.
- NUR A., BEN AVRAHAM Z. (1983). - Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges. *Tectonophysics*, 99, pp. 355-362.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P., AUZENDE J.M. (1984). - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. *Rapports Scientifiques et Techniques*, n° 54, IFREMER, 1-106 + 4 cartes h. t.
- PASCALINE H., JEREMIE J.J. (1981). - Caractéristiques pétrographiques du massif de la Soufrière de Guadeloupe, Petites Antilles. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, II, 292, pp. 1221-1224.
- PEREZ O.J., AGGARWAL Y.P. (1981). - Present-day tectonics of the south-eastern Caribbean and northeastern Venezuela. *J. Geophys. Res.*, 86 (B 11), pp. 10791-10804.
- PETER G., WESTBROOK G.K. (1976). - Tectonics of southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 60, pp. 1078-1106.
- REA W.J. (1974). - The volcanic geology and petrology of Montserrat, West Indies. *J. Geol. Soc. London.*, 130, pp. 341-366.
- RINGWOOD A.E. (1974). - Petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. London.*, 130, pp. 183-204.
- ROBIN C., TOURNON J. (1978). - Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. *Can. J. Earth. Sci.*, 15, pp. 1633-1641.
- ROBINSON E., et PERSAD K.M. (1983). - The occurrence of *Miogyopsinoides*, in Antigua, W.I, *10th Carib. Geol. Conf.*, Cartagena, p.12.
- ROBSON G.R., TOMBLIN J.F. (1966). - Catalogue of the active volcanoes and solfatara fields of the West Indies. Catalogue of the active volcanoes of the World. Part XX. *Intern. Assoc. Volcanol.*, Roma, 56 p.
- ROOBOL M.J., WRIGHT J.V., SMITH A.L. (1981). - Revisions in the pyroclastic stratigraphy of Mt. Misery Volcano, St Kitts, Lesser Antilles : ¹⁴C ages and recognition of pyroclast flow deposits. *J. Geol. Soc. London*, 138, pp. 713-718.
- SAUNDERS J.B., BERNOUILLI D., MARTIN-KAYE P.H.A. (1985). - Late Eocene deep-water clastics in Grenada, West Indies. *Eclogae Geol. Helv.*, 78, pp. 469-485.
- SCHUBERT C., PETER G. (1973). - Seafloor tectonics west of the Barracuda Ridge (abs.). *Eos (Amer. Geophys. Union Trans.)*, 54, 326.
- SHEPHERD J.B., TOMBLIN J.F., WOO D.A. (1971). - Volcano-seismic crisis in Montserrat, West Indies, 1966-67. *Bull. Volcanol.*, XXXV-1, pp. 143-163.
- SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1984). - Site 543 : oceanic reference site east of the Barbados Ridge Complex. *In* : Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, 78 A, pp. 227-298.
- SIGURDSSON H., TOMBLIN J.F., BROWN G.M., HOLLAND J.G., ARCULUS R.J. (1973). - Strongly undersaturated magmas in the Lesser Antilles island arc. *Earth Planet. Sci. Letters*, 18, pp. 285-295.
- SMITH A.L., ROOBOL M.J., GUNN B.M. (1980). - The Lesser Antilles - A discussion of the island arc magmatism. *Bull. Volcanol. Fr.*, 43-2, pp. 287-302.
- SMOOT N.C. (1983). - Guyots on the Dutton Ridge at the Bonin/Mariana trench juncture as shown by multi-beam surveys. *J. Geol.*, 91, pp. 211-220.
- 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.*, 87 (B 10), pp. 8642-8664.
- STEIN S., ENGELN J.F., WIENS D.A., SPEED R.C., FUJITA K. (1983). - Slow subduction of old lithosphere in the Lesser Antilles. *Tectonophysics*, 99, pp. 139-148.
- SYKES L.R., EWING M. (1965). - The seismicity of the Caribbean region. *J. Geophys. Res.*, 70, (10), pp. 5065-5074.
- 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.*, 87, (B 13), pp. 10656-10676.
- THIRLWALL M.F., GRAHAM A.M. (1984). - Evolution of high-Ca, high-Sr, C-series basalts from Grenada, Lesser Antilles : the effects of intracrustal contamination. *J. Geol. Soc. London*, 141, pp. 427-445.
- TOMBLIN J.F. (1964). - Volcanic history and petrology of the Soufrière region, St Lucia. *Ph. D. Thesis*, Oxford Univ. (unpublished), 213 p.
- TOMBLIN J.F. (1975). - The Lesser Antilles and Aves Ridge. *In* : *The Ocean Basins and Margins* (A.E.M. Nairn & F.G. Stehli, eds.), 3, Plenum Press, N.Y., pp. 467-500.
- TRECHMANN C.T. (1941). - Some observations on the geology of Antigua, West Indies. *Geol. Magazine*, 78, pp. 113-124.
- TUCHOLKE B.E., VOGT P.R. (1979). - Introduction and explanatory notes, leg 43 Deep Sea Drilling Project. *Init. Repts D.S.D.P.*, 43, Washington, (U.S. Govt Office), pp. 5-27.
- VALERY P., NELLY G., MASCLE A., BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., BERTHON J.L. (1985). - Structure et croissance d'un prisme d'accrétion tectonique proche d'un continent : la ride de la Barbade au sud de l'arc antillais. *In* : *Géodynamique des Caraïbes* (A. Mascle, éd.), Editions Technip, Paris, pp. 173-186.
- VATIN-PERIGNON N., SEMET M.P., BLANC F., JORON J.I. (1984). - Petrochemistry of Quaternary pumiceous pyroclastic products in southern Guadeloupe (FWI). *Bull. Volcanol.*, 47-4, pp. 749-768.
- VIDAL P., DUPRE B., LE GUEN de KERNEIZON M., MAURY R.C., SHEPHERD S.F.M., WHITE W.M. (1986). - Rôle exceptionnel des sédiments dans la genèse des andésites de la Soufrière de Sainte-Lucie, Petites Antilles, *11e Réunion Sci. Terre* (Clermont-Ferrand), Résumés, 182.
- VOGT P.R., LOWRIE A., BRACEY D.R., HEY R.N. (1976). - Subduction of aseismic oceanic ridges : effects on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate-boundaries. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 172, pp. 1-59.
- WADGE G. (1984). - Comparison of volcanic production rates and subduction rates in the Lesser Antilles and Central America. *Geology*, 12, pp. 555-558.
- WADGE G. (1986). - The dykes and structural setting of the volcanic front in the Lesser Antilles island arc. *Bull. Volcanol*, 48, pp.349-372.
- WADGE G., SHEPHERD J.B. (1984). - Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth Planet. Sci. Letters*, 71, pp. 297-304.
- WESTBROOK G.K. (1975). - The structure of the crust and upper mantle in the region of Barbados and the Lesser Antilles. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc., G.B.*, 43, pp. 201-242.
- WESTBROOK G.K. (1982). - The Barbados Ridge Complex : tectonics of a mature forearc system. *In* : Trench and Forearc Geology (J.K. Legett, ed.), *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 10, pp. 275-270.
- WESTBROOK G.K., McCANN W.R. (1986). - Subduction of Atlantic lithosphere beneath the Caribbean. *In* : The Western North Atlantic Volume. *Geology of North America* (D.N.A.G.), Geol. Soc. Amer., pp.341-350.
- WESTBROOK G.K., MASCLE A., BIJU-DUVAL B. (1984). - Geophysics and structure of the Lesser Antilles forearc. *In*, Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, 78 A, pp. 23-38.
- WESTBROOK G.K., SMITH M.J. (1983). - Long décollements and mud volcanoes : evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high porefluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11, pp. 279-283.
- WESTBROOK G.K., SMITH M.J., PEACOCK J.H., POULTER M.J. (1982). - Extensive underthrusting of undeformed sediment beneath the accretionary complex of the Lesser Antilles subduction zone. *Nature*, 300, (5893), pp. 625-628.
- WESTERCAMP D. (1972). - Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique, Petites Antilles. *Thèse 3e cycle*, Univ. Paris-Sud, Orsay, 278 p. (non publiée).

- WESTERCAMP D. (1976). - Pétrologie de la dacite à grenat de Gros Ilet, Martinique, Petites Antilles françaises. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, IV, 2, pp. 253-266.
- WESTERCAMP D. (1979). - Diversité, contrôle structural et origines du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, IV, 3/4, pp. 211-226.
- WESTERCAMP D. (1980). - Carte géologique de la Désirade à 1/25.000 et notice explicative. *Editions du B.R.G.M.*
- WESTERCAMP D. (1981). - Distribution and volcano-structural control of zeolites and other amygdale minerals in the island of Martinique. *J. Volcanol. geotherm. Res.*, 11, pp. 353-365.
- WESTERCAMP D. (1988). - Magma generation in the Lesser Antilles: geological constraints. *Tectonophysics*, 149, pp.145-163.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P. (1983a). - Saint-Barthélemy et ses îlets, Antilles françaises: stratigraphie et évolution magmato-structurale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 25, pp. 873-883.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P. (1983b). - Carte géologique de Saint-Barthélemy et ses îlets, à 1/20 000. *Editions du B.R.G.M.*, carte + notice explicative.
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P. (à paraître). - Carte géologique de la Martinique à 1/50.000, avec notice explicative, *Editions B.R.G.M.*
- WESTERCAMP D., ANDREIEFF P., BOUYASSE P., MASCLE A., BAUBRON J.C. (1985). - Géologie de l'archipel des Grenadines (Petites Antilles méridionales), étude monographique. *Documents du B.R.G.M.*, n° 92, pp. 1-198.
- WESTERCAMP D., TAZIEFF H. (1980). - Martinique, Guadeloupe, Saint-Martin, La Désirade. *Guides géologiques régionaux*, Masson Ed., 135 p.
- WESTERMANN J.H., KIEL H. (1961). - The geology of Saba and St Eustatius with notes on the geology of St Kitts, Nevis, Montserrat (Lesser Antilles). *Uitg. Naturwetenschap. Stud. V. Suriname Nederl. Antillen*, 24, pp. 1-175.
- WHITE W.M., DUPRE B., VIDAL P. (1985). - Isotope and trace element geochemistry of sediments from the Barbados Ridge - Demerara Plain region, Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, pp. 1875-1886.
- WHITE W.M., PATCHETT J. (1984). - Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crustmantle evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, pp. 167-185.
- WIENS D.A., STEIN S. (1985). - Aseismic ridge subduction and intraplate seismicity in the Lesser Antilles. *Eos (Amer. Geophys. Union Trans.)*, 66, 957.
- WILSON J.T. (1965). - A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, 207, pp. 343-347.
- WORTEL M.J.R. (1984). - Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. *J. Geol. Soc. London*, 141, pp. 783-791.
- WRIGHT A. (1984). - Sediment distribution and depositional processes operating in the Lesser Antilles intraoceanic island arc, Eastern Caribbean. In: Biju-Duval B., Moore J.C. et al., *Init. Repts D.S.D.P.*, 78 A, pp. 301-324.