



HAL
open science

Évolution tectonique avant-arc de la subduction à la transition Petites et Grandes Antilles, le passage d'Anegada et le bassin de Sombrero : utilisation des nouvelles données de la campagne Antithesis

Muriel Laurencin

► **To cite this version:**

Muriel Laurencin. Évolution tectonique avant-arc de la subduction à la transition Petites et Grandes Antilles, le passage d'Anegada et le bassin de Sombrero : utilisation des nouvelles données de la campagne Antithesis. Océanographie. 2014. dumas-01059695

HAL Id: dumas-01059695

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01059695>

Submitted on 1 Sep 2014

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License



MASTER SML

SCIENCES DE LA MER ET DU LITTORAL

MENTION

GEOSCIENCES BREST

Muriel LAURENCIN

Évolution tectonique avant-arc de la subduction à la transition Petites et Grandes Antilles, le passage d'Anegada et le bassin de Sombrero : utilisation des nouvelles données de la campagne ANTITHESIS

Année Universitaire : 2013-2014

Structure d'accueil : IUEM, Laboratoire Domaines Océaniques;
Ifremer, Laboratoire Géophysique et Géodynamique

Tuteur de stage : D.Graindorge (IUEM), B. Marcaillou (UAG/IRD),
F. Klingelhoefer et M.Evain (Ifremer)

Référent universitaire : D. Graindorge



RÉSUMÉ :

La convergence des plaques Caraïbes et Américaines génère une déformation tectonique hétérogène de l'arc et de l'avant-arc des Petites Antilles. Sur tout l'arc, une apparente et relative quiescence sismique est observée et notamment un « gap » paraît présent à la transition entre les Grandes et les Petites Antilles, au sud du passage d'Anegada, au plus fort de la courbure de l'arc antillais. La détermination de la structure de la zone de subduction et en particulier la déformation avant arc est une approche fondamentale pour comprendre la sismicité locale. Dans ce cadre, la formation et l'activité tectonique du passage d'Anegada, relié à ses extrémités par deux bassins majeurs (le bassin des Iles Vierges et de Sombrero) restent controversées.

En décembre 2013, la campagne Antithesis a permis d'acquérir 4 profils de sismique grand-angle, 10 profils de sismique réflexion et un relevé bathymétrique complet de la marge des Petites Antilles du Nord. Ces données fournissent un nouvel éclairage sur l'évolution tectonique et l'activité sismologique de cette zone.

Les nombreuses rugosités crustales de la plaque plongeante associées à un remplissage sédimentaire de fosse très fin impactent la structure du front de la marge et du prisme d'accrétion ancien et inactif. Notamment, des lanières de prisme, bordées par une faille décrochante se découpent sous l'influence, très probablement, de l'obliquité de la subduction.

Le bassin de Sombrero est fortement asymétrique et la composition de la croûte semble identique de part et d'autre. L'étude des dépôts sédimentaires du bassin permettent d'identifier deux phases de dépôts affectés par d'anciens événements extensifs et verticaux de la croûte. La troisième phase de dépôts est relativement calme confirmée par une actuelle activité tectonique et sismologique réduite dans le passage d'Anegada.

Nos résultats préliminaires suggèrent un partitionnement limité au prisme d'accrétion et le domaine avant-arc semble peu impacté par l'obliquité de la convergence. Cette interprétation qui reste à confirmer est cohérente avec les données géodésiques récentes qui indiquent un fort découplage interplaque.

L'activité tectonique ancienne du nord du Passage d'Anegada semble globalement scellée et cette faille majeure disparaît dans le bassin de Sombrero sans atteindre le front de déformation remettant en cause l'existence d'une micro-plaque de Porto-Rico / Iles Vierges.

ABSTRACT :

The Caribbean and Americas plate convergence causes an heterogeneous deformation of the arc and the Lesser Antilles forearc. Along the complete arc, an apparent and relative seismic quiescence is observed and particularly a gap exists at the transition zone between the Great and Lesser Antilles, at the south of the Anegada Passage, where the arc shows a stronger oblique curvature. Imaging the structure of the subduction zone and particularly the forearc deformation is an important approach to know the local seismicity. The origin and the tectonic activity in the Anegada passage, connected at its ends by two major basins (Virgin Islands basin and Sombrero basin) are still controversial.

In December 2013, during the Antithesis cruise, 4 wide-angle seismic lines, and 10 reflection seismic lines were acquired together with extensive bathymetric data on the North Lesser Antilles margin. These data allow to propose the tectonic evolution and the seismology activity of this area.

The roughnesses of the oceanic crust with an only small amount of trench sedimentation have an influence on the deformation front of the margin and the accretionary wedge. The wedge is bordered by a strike-slip fault accommodating the obliquity of the subduction.

The Sombrero basin is strongly asymmetric and the nature of the crust is identical on both sides. The study of the basin sedimentation allows to identify two different phases affected by old and vertical extensive crust events. The third phase of deposits is relatively calm confirmed by current tectonic and seismic activity reduced in the transition of the Anegada passage.

Our main results suggest that the partitioning of the accretionary wedge and the forearc seems to be not influenced by the convergence obliquity. This result can be confirmed and is consistent with recent geodetic data which indicate a decoupled interplate.

The older tectonic activity of the north of the Anegada passage seems calm and this major fault disappears in the Sombrero passage thereby ruling out the existence of the Porto – Rico/ Virgin Island micro-plate.

REMERCIEMENTS :

A l'issue de ce stage je tiens à remercier mes tuteurs :

- David Graindorge, pour son encadrement, sa disponibilité, son écoute et ses conseils toujours pertinents et utiles tout au long du stage,
- Boris Marcaillou, pour la formation à Géocluster, pour les appels téléphoniques via internet toujours productifs, sa disponibilité malgré la distance et sa bonne humeur permanente.

Merci infiniment à vous deux de m'avoir donné la chance d'embarquer sur l'Atalante pour la mission Antithesis en décembre 2013. Cette expérience qui a confirmé mon envie d'étudier la géophysique marine, a été pour moi inoubliable et formatrice.

- Frauke Klingelhofer et Mikael Evain, pour m'avoir accueilli deux mois à l'Ifremer et m'avoir initiée au traitement de la sismique grand-angle. Merci pour vos conseils, votre constante bonne humeur et votre soutien même quand vous n'étiez pas là.

Merci beaucoup à Phillipe Schlurne pour avoir réglé les problèmes de compilations incompréhensibles du logiciel Rayinvr.

Je tiens aussi à remercier les collègues ifremériens pour les pauses à 10h et l'échange de savoirs. A Romain et Youssef, maintenant je sais faire le café.

Une grande pensée pour toutes les personnes rencontrées sur l'Atalante, Jean-Frédéric , mon chef de quart qui a répondu à toutes mes questions ainsi qu'à l'équipe scientifique (Thibaud, Clément, Marianne, Cécile, Julie, Jacques, Christophe) et l'équipe Genavir.

Enfin merci à mes acolytes, sans eux rien ne serait pareil.

TABLE DES MATIÈRES

I.	INTRODUCTION.....	5
II.	CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DES PETITES ANTILLES.....	6
II.1	LA PLAQUE CARAÏBE	6
II.1.1	<i>Les frontières actuelles de la plaque Caraïbe</i>	<i>6</i>
II.1.2	<i>Formation et évolution de la plaque Caraïbe depuis le Jurassique</i>	<i>6</i>
II.2	LA ZONE DE SUBDUCTION DES PETITES ANTILLES.....	8
II.2.1	<i>L'arc volcanique des Petites Antilles</i>	<i>8</i>
II.2.2	<i>La cinématique.....</i>	<i>9</i>
II.2.3	<i>Rappel des notions sur la zone sismogène et le couplage sismique</i>	<i>9</i>
II.2.4	<i>La sismicité des Petites Antilles.....</i>	<i>10</i>
II.2.5	<i>Structure crustale de la zone de subduction</i>	<i>12</i>
II.3	LE NORD DES PETITES ANTILLES : LE PASSAGE D'ANEGADA	13
II.3.1	<i>Localisation et description.....</i>	<i>13</i>
II.3.2	<i>La cinématique.....</i>	<i>13</i>
II.3.3	<i>La sismicité et le partitionnement</i>	<i>14</i>
II.3.4	<i>Formation du passage d'Anegada</i>	<i>15</i>
II.4	PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS	16
III.	DONNÉES ET MÉTHODES.....	17
III.1	LA CAMPAGNE ANTITHESIS.....	17
III.2	RAPPEL SUR LES PRINCIPES DE LA SISMIQUE GRAND ANGLE ET DE LA SISMIQUE RÉFLEXION	18
III.2.1	<i>Principe de la sismique grand angle</i>	<i>18</i>
III.2.2	<i>Principe de la sismique réflexion</i>	<i>19</i>
III.2.3	<i>Caractéristiques des données étudiés.....</i>	<i>19</i>
III.3	TRAITEMENT DE LA SISMIQUE GRAND ANGLE.....	20
III.3.1	<i>Principe de la modélisation directe par RAYINVR.....</i>	<i>20</i>
III.3.2	<i>Construction des modèles.....</i>	<i>21</i>
III.3.3	<i>Nombre de pointés et RMS</i>	<i>25</i>
III.3.4	<i>Incertitude des pointés.....</i>	<i>25</i>
III.3.5	<i>Résolution et incertitudes des modèles.....</i>	<i>26</i>
III.4	TRAITEMENT DE LA SISMIQUE RÉFLEXION.....	28

IV.	RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS.....	33
IV.1	LA PLAQUE PLONGEANTE ATLANTIQUE NORD	33
IV.2	LA FOSSE.....	35
IV.3	LE PRISME D'ACCRÉTION	35
	<i>IV.3.1 Identification de la base du prisme ou du toit du panneau plongeant.....</i>	<i>35</i>
	<i>IV.3.2 Le prisme d'accrétion.....</i>	<i>35</i>
	<i>IV.3.3 La faille de Bunce</i>	<i>36</i>
IV.4	LE DOMAINE AVANT-ARC	37
	<i>IV.4.1 Nature du domaine avant-arc</i>	<i>37</i>
	<i>IV.4.2 Le bassin de Sombrero.....</i>	<i>38</i>
V.	DISCUSSION	40
V.1	COUPLAGE AU FRONT DE SUBDUCTION	40
V.2	ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE À L'ÉCHELLE DE L'ARC	42
	<i>V.2.1 Nature de l'avant-arc</i>	<i>42</i>
	<i>V.2.2 Le bassin de Sombrero.....</i>	<i>42</i>
	<i>V.2.3 Comparaison bassin des Iles Vierges/bassin de Sombrero</i>	<i>43</i>
	<i>V.2.4 Formation du passage d'Anegada.....</i>	<i>44</i>
	<i>V.2.5 Bloc PRIV.....</i>	<i>45</i>
V.3	ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE À L'ÉCHELLE DU CYCLE SISMIQUE	45
	<i>V.3.1 Zone sismogène et grands séismes : couplage sismique ?.....</i>	<i>45</i>
	<i>V.3.2 Système découplé sismiquement.....</i>	<i>45</i>
	<i>V.3.3 Système couplé.....</i>	<i>46</i>
VI.	PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS.....	48
VII.	BIBLIOGRAPHIE.....	49
VIII.	ANNEXES.....	53

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la plaque Caraïbe et de ses frontières	6
Figure 2 : Schéma des deux hypothèses d'évolution de la plaque Caraïbe.....	7
Figure 3 : Cartographie de la bordure est de la plaque Caraïbe.....	8
Figure 4 : Carte des séismes du nord des Petites Antilles	10
Figure 5 : Carte des mécanismes au foyer du Nord des Petites Antilles.....	11
Figure 6 : Typologie d'une zone de subduction d'une plaque océanique avec une ouverture arrière arc	12
Figure 7 : Localisation du passage d'Anegada entre les Grandes Antilles et les Petites Antilles.	13
Figure 8 : Carte des séismes (a) et des mécanismes au foyer (b) dans le passage d'Anegada... 	14
Figure 9 : Résumé de l'ensemble des hypothèses pour l'ouverture du passage d'Anegada.....	16
Figure 10 : Plan de position de l'ensemble des missions réalisées dans les Petites Antilles et Grandes Antilles avant 2013	17
Figure 11 : Localisation de la campagne Antithesis.....	18
Figure 12 : Principe de la sismique grand angle	19
Figure 13 Principe de la sismique réflexion.....	19
Figure 14 : Exemple de paramétrage d'un modèle de vitesse	20
Figure 15 : Exemple de section sismique pour l'OBS 02.....	22
Figure 16 : Exemple de section sismique pour l'OBS 14.....	23
Figure 17 : Coupe Distance-Profondeur présentant pour le modèle 1 (à gauche) et le modèle 2 (à droite).....	24
Figure 18 : Représentation du modèle de vitesse 1 (en haut) et 2 (en bas) avec la localisation des rais tracés (A). En B est représentée la densité de rais tracée par rayinvr et en C, de la résolution des nœuds de vitesse du modèle.....	27
Figure 19 : Procédure de traitement de la sismique réflexion réalisé sous Géocluster	28
Figure 20 : Trajet de rais pour un CMP.....	29
Figure 21 : Interface Chronovista servant à créer la loi de vitesse	29
Figure 22 : Application d'un mute externe grossier (vert clair), la création d'un mute externe (vert foncé) due au stretching et d'un mute interne (bleu) afin d'atténuer le signal du multiple (pointillés noirs).....	30
Figure 23 : Représentation d'une partie du profil avant (a) et après migration (b) à vitesse constante (1500 m/s).....	31

Figure 24 : Portion de la section sismique sans égalisation dynamique (a), avec égalisation dynamique constante verticalement (b), avec égalisation dynamique non constante verticalement (c).....	31
Figure 25 : Ensemble des résultats : de haut en bas, profil sismique SMT à l'issu de traitement Sispeed, profil sismique SMT à l'issu du traitement Geocluster réalisé précédemment. Présentation des deux modèles de vitesse (A) comparé à d'autres lois de vitesses (B)	32
Figure 26 : Zoom du profil SMT et de la carte bathymétrique sur la plaque océanique de la plaque Amérique du nord	33
Figure 27 : Carte bathymétrique interprétée	34
Figure 28 : Zoom sur le front de déformation.....	36
Figure 29 : Profil sismique non interprété et interprété du bassin de Sombrero	39
Figure 30 : Schéma illustrant la formation du bassin de Sombrero	40
Figure 31 : Exemple de convergence oblique de la subduction, (a) déformation élastique de l'avant-arc, (b) déformation de l'avant arc par accommodation d'une faille cisailant parallèle à la fosse	41
Figure 32 : Schéma interprétatif illustrant l'arrivée du banc des Bahamas et de la subduction de la Main Ridge au Miocène.....	44
Figure 33 : Modèle tectonique du bassin des Iles Vierges proposés par Raussen et al., (2013)	44
Figure 34 : Modélisation du déplacement des blocs à partir d'analyse de données GPS.....	45
Figure 35 : Estimation du couplage dans les Petites Antilles (dans les Iles Vierges et en Guadeloupe) à partir des données GPS	46
Figure 36 : Relation entre prisme externe et interne et la zone sismogène.....	47

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Noms des phases pointées, incertitudes et RMS	26
Tableau 2: Comparaison des caractéristiques du bassin des Iles Vierges et du bassin de Sombrero.....	43

I. INTRODUCTION

Les zones de subduction sont le lieu de nucléation d'une importante sismicité comprenant les méga-séismes destructeurs, qui se produisent à la frontière entre deux plaques (l'interplaque). La présence d'aspérités sur la plaque plongeante, la distribution des températures, la présence de sédiments et de fluides, la nature et la structure du front de subduction, la géométrie, l'âge et la structure de la plaque plongeante sont autant d'éléments influençant le champs de contrainte dans et entre les plaques à l'origine des séismes. La connaissance structurale de ces zones de subduction fait donc partie des éléments primordiaux pour comprendre la nucléation de ces événements.

L'arc antillais constitue une zone de subduction active avec une sismicité inégalement répartie le long de l'arc et l'existence même de grands séismes de subduction est encore discutée. La marge Nord des Petites Antilles à la transition Grande et Petites Antilles, précisément, le passage d'Anegada apparaît comme une transition entre deux régions sismiquement plus actives au nord et au sud. Cette quiescence, peut-être relative ou transitoire depuis 150 ans nécessite une analyse détaillée de ce secteur encore peu étudié. De plus, la subduction frontale dans les Petites Antilles centrales devenant oblique dans les Petites Antilles du Nord semble favoriser un partitionnement de la déformation qui reste à confirmer et à préciser. La marge Nord est aussi entaillée par un ensemble de bassins, formant le passage d'Anegada et traversant l'ensemble de l'arc volcanique nord antillais selon une direction SW-NE et dont la formation reste encore largement débattue. L'acquisition des nouvelles données (sismiques réflexion profonde et réfraction, bathymétrie, flux de chaleur, imagerie) de la mission Antithesis (2013) a pour but d'imager et de caractériser la nature de l'avant arc de la zone de subduction dans le secteur des Petites Antilles du Nord et du passage d'Anegada afin d'apporter des éléments de réponses ou de discussions aux questions posées ci-dessus.

Cette étude présente dans un premier temps l'ensemble du contexte géodynamique des Petites Antilles et de la marge nord antillaise, puis développe le traitement et l'analyse des nouvelles données de sismique réfraction et réflexion et de bathymétrie dont l'analyse est présentée dans la partie résultat. La discussion s'appuie sur ces résultats et nous permet d'aborder la structure et l'évolution du bassin de Sombrero (NE du passage d'Anegada), puis la déformation frontale de la marge et enfin le couplage inter-plaque à différentes échelles spatiales et temporelles dont la déformation cumulée et la sismicité sont des expressions.

II. CONTEXTE GÉODYNAMIQUE DES PETITES ANTILLES

II.1 LA PLAQUE CARAÏBE

II.1.1 Les frontières actuelles de la plaque Caraïbe

La plaque Caraïbe (CA) est un large plateau océanique qui regroupe la mer des Caraïbes, les Grandes Antilles, les Petites Antilles, le Honduras, le Salvador, le Nicaragua et le nord du Costa Rica (Figure 1). Cette plaque est en contact avec quatre autres plaques tectoniques, Amérique du Nord (NA), Amérique du Sud (SA), Nazca et Cocos. Les limites entre la plaque Caraïbe et les plaques adjacentes sont variées et complexes (Figure 1) :

- Au nord et au sud, ce sont principalement des zones de cisaillement (respectivement sénestre et dextre) (Burke, 1988; Speed, 1985),
- A l'est et à l'ouest, il s'agit de zones de subduction formant des marges actives. A l'ouest, la plaque Cocos passe en subduction sous la plaque Caraïbe, tandis qu'à l'est, ce sont les plaques NA et SA.

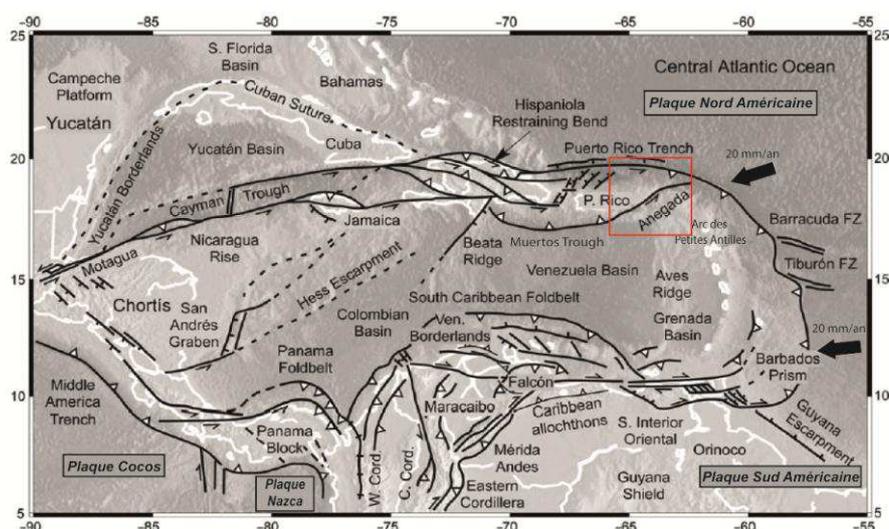


Figure 1 : Localisation de la plaque Caraïbe et de ses frontières avec les plaques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Cocos et Nazca. Les flèches en noir illustrent le taux de convergence et direction des plaques Nord et Sud Américaines par rapport à la plaque Caraïbe. Le cadre correspond à notre zone d'étude. Modifiée d'après Pindell and Kennan, (2009)

II.1.2 Formation et évolution de la plaque Caraïbe depuis le Jurassique

Dans le Pacifique depuis le début du Trias, la plaque Farallon a subducté sous les plaques américaines (Pindell and Kennan, 2009). L'ouverture de l'océan central Atlantique pendant le Jurassique a entraîné la séparation des deux Amériques formant un océan dit « proto-Caraïbe » (Giunta and Beccaluva, 2006). Le plateau caribéen s'est formé au cours du Crétacé inférieur et s'est déplacé vers l'est jusqu'à l'actuel, le long des failles décrochantes, au nord et au sud du plateau (Giunta and Beccaluva, 2006; Pindell and Kennan, 2009). En revanche, le lieu de sa formation, ses déplacements ainsi que la mise en place des différentes subductions restent controversés, et font l'objet de plusieurs modèles de reconstruction cinématique.

D'après Giunta and Beccaluva, (2006), le plateau caribéen correspondrait à un sur-épaississement autochtone de la croûte proto-caribéenne de fin Jurassique à début Crétacé (Sinton et al., 1998). Ce sur-épaississement serait dû à un magmatisme local de type point chaud, situé entre les deux Amériques (Duncan and Richards, 1991; Giunta and Beccaluva, 2006). Ensuite, deux phases majeures de subduction se seraient succédées. La première aurait lieu mi-Crétacé avec la subduction vers l'est de l'ensemble du plateau caribéen et de l'océan proto-caribéen. Au cours du Crétacé moyen, l'océan proto-caribéen entre en subduction vers l'est sous les plaques Amériques, entraînant la collision du plateau caribéen au Crétacé terminal et une inversion de la subduction et l'enfoncement des plaques Amériques sous la plaque Caraïbe qui se poursuit à l'actuel.

Un modèle cinématique alternatif, dit «Pacifique» propose une formation du plateau caribéen à l'aplomb du point chaud des Galápagos dans l'océan Pacifique (Burke et al., 1978; Duncan and Hargraves, 1984; Nerlich et al., 2014). Après l'ouverture de l'océan Proto-Caribéen (au Jurassique), la subduction du Pacifique (portant le plateau caribéen) vers l'est sous l'océan proto-caribéen se mettrait en place formant le «Grand Arc de la Caraïbe» au cours du Crétacé. Or actuellement, une subduction à vergence ouest se produit à l'est du plateau caribéen (subduction de l'océan Atlantique sous la plaque Caraïbe). Il a fallu une inversion de polarité de la subduction, cependant l'âge de cette inversion reste débattu. (Burke, 1988; Kerr et al., 1999) suggèrent une inversion de subduction fin Crétacé après la collision entre le plateau océanique caribéen et le «Grand Arc de la Caraïbe» alors que Pindell and Kennan, (2009) proposent une inversion début Crétacé (Figure 2). Ainsi, la subduction aurait formé le «Grand Arc de la Caraïbe». L'histoire du plateau caribéen et son évolution restent donc fortement controversées.

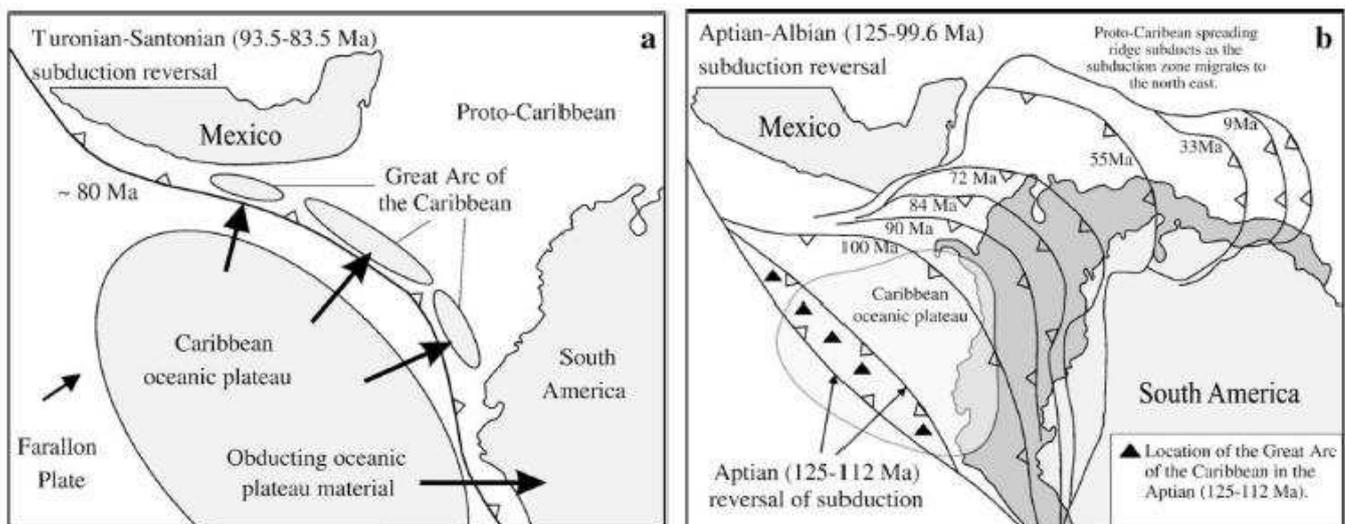


Figure 2 : Schéma des deux hypothèses d'évolution de la plaque Caraïbe pour le modèle dit «Pacifique». (a) La subduction vers l'est se poursuit jusqu'à fin crétacé puis l'inversion se produit lorsque le plateau océanique caribéen entre en collision avec le «Grand Arc de la Caraïbe» (Burke, 1988; Kerr et al., 1999). (b) l'inversion de la vergence de la subduction a lieu début Crétacé et le Grand Arc de la Caraïbe se forme d'après Pindell and Kennan, (2009).

II.2 LA ZONE DE SUBDUCTION DES PETITES ANTILLES

A partir de l'Éocène, l'ouverture du bassin de Grenade (Figure 1) correspond à l'arrêt du volcanisme du «Grand Arc de la Caraïbe» et à la mise en place du système de l'arc des Petites Antilles (Bouysse, 1988) qui se poursuit jusqu'à nos jours dans le contexte géodynamique de l'est de la plaque Caraïbe.

II.2.1 L'arc volcanique des Petites Antilles

A l'est de la plaque Caraïbe, les plaques NA et SA plongent vers l'ouest formant l'arc des Petites Antilles. Cet arc volcanique est constitué d'une vingtaine d'îles se répartissant sur 850 km de longueur avec un rayon de courbure de 450 km. Il s'étend, au nord, du passage d'Anegada jusqu'à la marge continentale nord de l'Amérique du sud.

Au nord, l'arc volcanique est divisé en deux branches (Figure 3), l'arc externe (arc ancien) et l'arc interne (arc récent). L'arc ancien est constitué des îles d'Anguilla, Saint Martin, Saint Barthélémy, Barbuda, Antigua, Grande Terre de la Guadeloupe et de Marie-Galante. L'activité volcanique de cet arc a fonctionné de l'Éocène inférieur jusqu'au milieu de l'Oligocène (Bouysse and Westercamp, 1990). L'arc récent, comme son nom l'indique, est actif depuis le Miocène moyen à supérieur (Bouysse and Westercamp, 1990). Il comprend les îles de Saba, Saint Eustatius, Saint Kitts, Nevis, Redonda, Montserrat, Basse-Terre de la Guadeloupe, les Saintes et la Dominique. Ces deux arcs se rejoignent pour n'en former qu'un au sud de la Guadeloupe jusqu'aux marges vénézuéliennes. L'arc sud comprend les îles de la Dominique, la Martinique, Saint Lucie, Saint Vincent, l'archipel des Grenadines et Grenade.

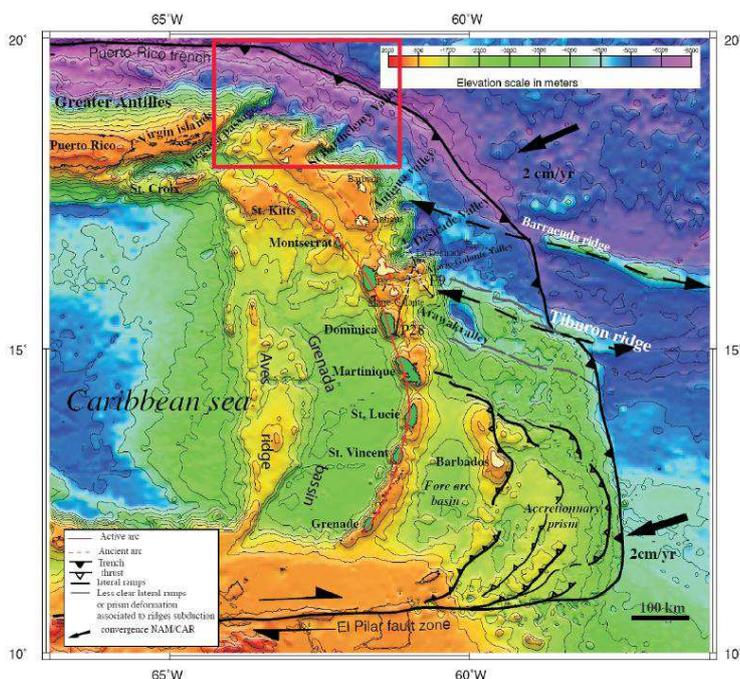


Figure 3 : Cartographie de la bordure est de la plaque Caraïbe au niveau de la subduction des plaques américaines sous la plaque Caraïbe. La ligne rouge représente l'arc volcanique actif (interne), les îles sont en vert et la ligne rouge en pointillés correspond à l'arc éteint (externe), les îles sont en jaune. Les flèches noires indiquent la vitesse de convergence des plaques américaines. Le cadre rouge correspond à notre zone d'étude, modifié d'après Feuillet, (2000).

L'origine de la migration vers l'ouest de l'activité volcanique depuis l'arc externe vers l'arc interne jusqu'à sa position actuelle reste discutée. L'arrivée en subduction du relief constitué par la

ride de Barracuda (formée à la dorsale médio-atlantique) pourrait être une explication (Bouysse and Westercamp, 1990).

II.2.2 La cinématique

Les données géodésiques (GPS) révèlent un taux de convergence entre CA-NA et CA-SA similaires d'environ 20 mm/an (DeMets et al., 2000). Cependant, la direction de convergence est sensiblement différente. La convergence entre CA et SA de direction 84°N (Weber et al., 2001) est quasiment perpendiculaire à la fosse tandis qu'entre CA et NA, elle a une direction de 76°N (DeMets et al., 2000). Elle évolue vers une obliquité croissante à la fosse vers le Nord, ce qui pour certains auteurs pourrait générer un partitionnement de la déformation (Feuillet et al., 2002; López et al., 2006).

II.2.3 Rappel des notions sur la zone sismogène et le couplage sismique

Dans les zones de subduction, les plus forts séismes dits méga-séismes de subduction, se produisent lors de la rupture de la partie fragile de la limite interplaque dite zone sismogène. Ces séismes souvent de fortes magnitudes sont généralement très destructeurs et peuvent provoquer des tsunamis. L'étude de la thermicité, des méga-séismes de subduction et des aftershocks permettent de déterminer partiellement les limites de la zone sismogène. Les modèles de la fin des années 90 proposaient généralement que ces limites thermiques étaient associées aux isothermes 100-150°C (changement de la smectite en illite) (Moore and Saffer, 2001) pour la limite supérieure et 350-450°C pour la limite inférieure (changement de rhéologie fragile/ductile) (Scholz, 1990); de plus cette dernière dépend fortement de la localisation du coin mantellique serpentinisé (Hyndman and Peacock, 2003). Aujourd'hui, les derniers grands séismes de subduction (Sumatra, Chili, Japon) avec des caractéristiques particulières et une extension de la zone sismogène qui sort largement du cadre thermique fixé par les modèles amènent à se poser beaucoup de questions sur le couplage sismique à l'interplaque.

Le cycle sismique correspond à un cycle de chargement et de déchargement des contraintes cumulées pendant la phase inter-sismique le long d'une faille bloquée de manière transitoire. L'interface de subduction autrement dit la limite interplaque peut répondre à ce type de fonctionnement à l'origine des grands séismes de subduction, dépendant fortement du couplage sismique entre les deux plaques. Il correspond à une mesure de l'interaction mécanique entre les deux plaques. Un couplage nul correspond à une accommodation asismique ou glissement libre entre les deux plaques. Au contraire un couplage total correspond à une interface qui accommode la convergence par des ruptures sismiques. L'étendue de la zone sismogène, la quantité de sédiments subductants et les reliefs et l'âge de la plaque plongeante semblent contrôler ce couplage (Lallemand, 1999).

II.2.4 La sismicité des Petites Antilles

La subduction des plaques américaines sous la plaque Caraïbe est à l'origine d'une sismicité variée en nature et en magnitude. La figure 4 montre les hypocentres des séismes extraits des catalogues NEIC depuis 1900 jusqu'à aujourd'hui et dont la profondeur est répartie entre la surface et au maximum 200 km. Seulement 13 séismes d'une magnitude supérieure à 6,5 se sont produits depuis 1900, le long de l'arc antillais, principalement à l'ouest de Puerto Rico et dans la partie sud de l'arc. 4 séismes historiques (1690, 1839, 1843, 1867) d'une magnitude supérieure à 7 ont provoqué des tsunamis qui ont été décrits en Guadeloupe (McCann, 2006). La zone de subduction des Petites Antilles présente en général une sismicité modérée et peu profonde par rapport à d'autres zones de subduction comme celle du Japon où plus de 150 séismes d'une magnitude supérieure à 6,5 se sont produits depuis 1900 avec des profondeurs pouvant atteindre 500 km (données des catalogues « PDE » et « centennial » du *National Earthquakes Information Center*). Cette sismicité modérée peut être expliquée en partie par le faible taux de convergence entre les plaques américaines et caribéenne (DeMets et al., 2000) mais probablement aussi par des spécificités locales sur le couplage qu'il s'agit d'étudier. En effet, une modélisation des données géodésiques récentes suggère un couplage interplaque faible, cela signifie qu'une grande partie de la convergence pourrait être accommodée par du glissement asismique (E. Calais, pers. Com. ; Manaker et al., 2008).

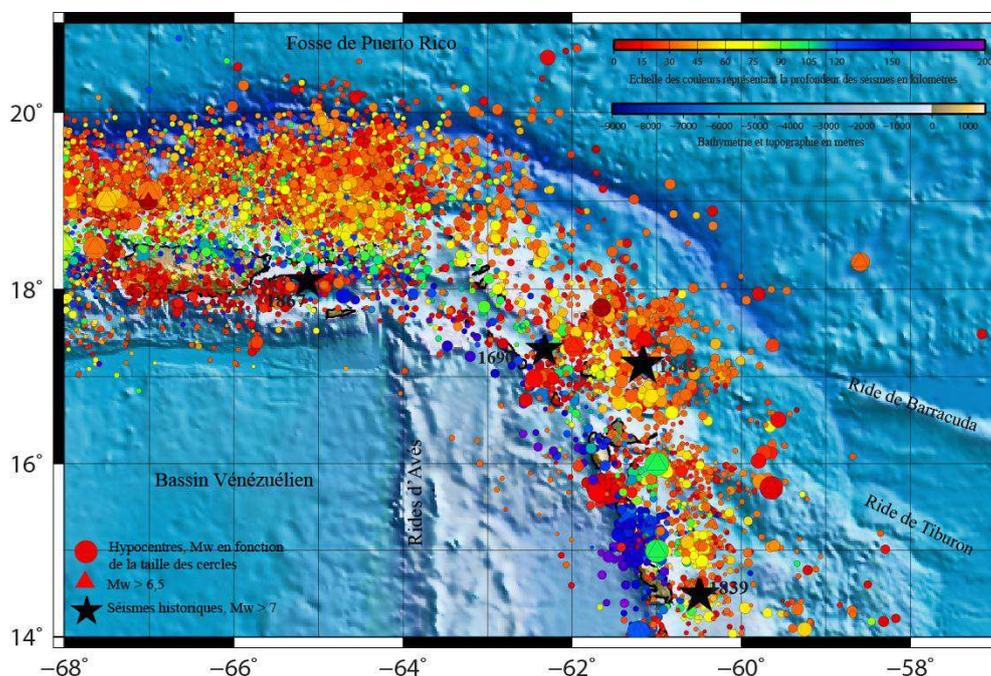


Figure 4 : Carte des séismes du nord des Petites Antilles. Les données ont été extraites des catalogues « Centennial » et « PDE » du *National Earthquakes Information Center* (NEIC) entre 1900 et février 2014 et pour des magnitudes supérieures à 3. La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude sauf pour les séismes de magnitude supérieure à 6,5 qui sont représentés par des triangles. 4 séismes historiques représentés par une étoile et d'une magnitude supérieure à 7, ont été ajoutés. Ceux sont des séismes relocalisés dont la localisation et la magnitude sont susceptibles d'avoir entraîné un tsunami et d'importantes destructions. La bathymétrie présente une résolution de 1 minute d'arc et provient du *National Geophysical Data Center* (NGDC).

L'arc des Petites Antilles présente des mécanismes aux foyers (Figure 5) très variés montrant des séismes en extension, en convergence et en décrochement. Entre la latitude 16°N et 18°N à l'est de l'arc sous le prisme, la plupart des mécanismes au foyer sont des mécanismes de convergence, liés à la subduction ; tandis qu'entre les arcs externes et internes on note des mécanismes décrochants senestres. Plus au sud, les mécanismes au foyer montrent souvent une forte composante décrochante qu'elle soit dextre ou senestre. Au nord, on trouve une grande variété de mécanismes qu'ils soient décrochants, chevauchants ou en faille normale. On peut noter aussi que la direction perpendiculaire à celle des plans nodaux de la plupart des mécanismes chevauchants correspond à la direction de convergence entre la plaque NA et la plaque CA tandis qu'on trouve dans les mêmes zones en particulier au nord des mécanismes décrochants ou en extension qui attestent d'un partitionnement du mouvement important dans l'avant-arc.

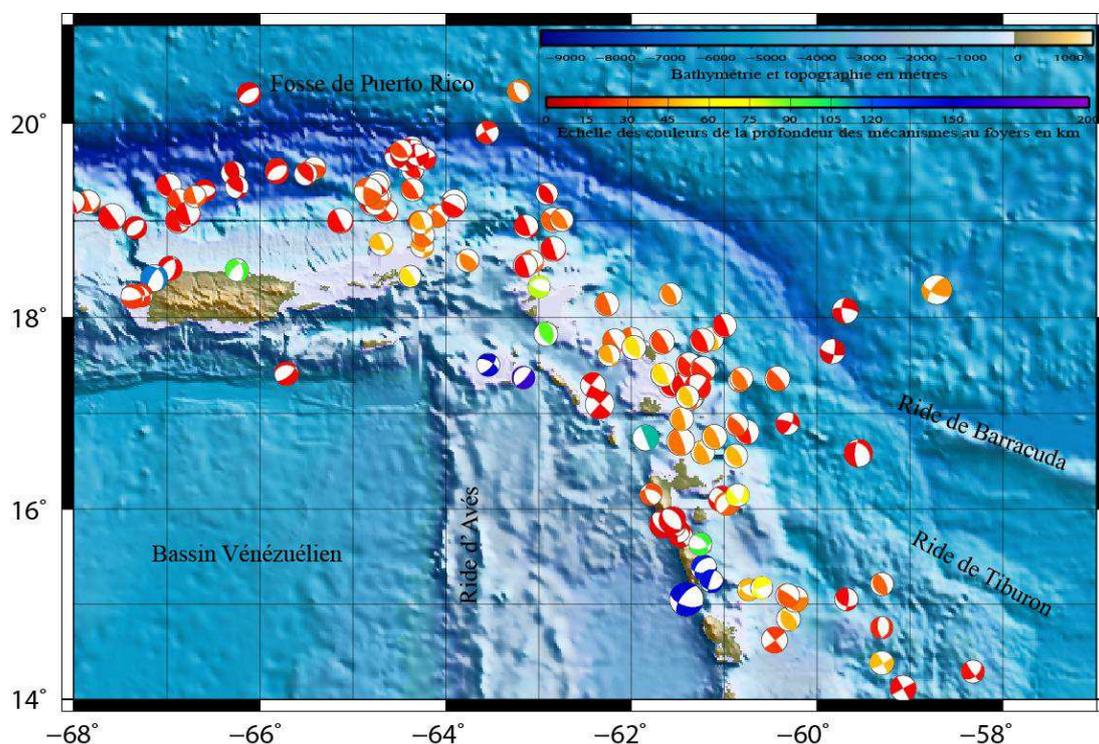


Figure 5 : Carte des mécanismes au foyer du Nord des Petites Antilles, les données proviennent du catalogue Global CMT sur une période allant de 1976 à 2014 pour une magnitude supérieure à 3. La taille des symboles est proportionnelle à la magnitude et la couleur à la profondeur de l'hypocentre. La bathymétrie est la même que celle de la Figure 4.

Dans l'avant-arc des Petites Antilles, aucun méga-séisme ne se serait produit depuis plus de 40 ans. En fait, d'après le catalogue CMT, seuls deux séismes de magnitude 5 avec un mécanisme peu profond et à pendage vers l'ouest se sont produits au sud de 16,5°N depuis 1976 qui pourraient être compatibles avec une rupture à l'interplaque. Quoiqu'il en soit des séismes historiques majeurs se sont produits près de la Martinique en 1839 (intensité IX) et au nord de la Guadeloupe en 1843 (intensité X) qui soulèvent la question du potentiel sismogène de l'arc des Petites Antilles et les

risques associés (Bernard and Lambert, 1988; Dorel, 1981) indépendamment de la faiblesse potentielle du couplage interplaque.

Plus spécifiquement, dans le secteur d'étude de ce travail : le passage d'Anegada, (entre les latitudes 17 ° et 19 ° N et les longitudes -65° et -62°) (Figures 4 et 5), on remarque une sismicité encore plus modérée en nombre et en magnitude qu'à l'ouest des Iles Vierges vers Puerto Rico ou au sud d'Antigua et Barbuda vers la Guadeloupe. Une étude plus détaillée sera abordée dans la partie II.3.3.

II.2.5 Structure crustale de la zone de subduction

Une zone de subduction se divise typiquement en plusieurs domaines. De la plaque plongeante à la plaque chevauchante (Figure 6), on trouve :

- La plaque océanique formée d'une croûte océanique d'environ 7 km et d'un manteau lithosphérique,
- Une fosse pouvant atteindre une grande profondeur,
- Un front de déformation caractérisé par un régime tectonique varié, soit en accrétion lorsque la marge croît vers le large par adjonction de sédiments «rabotés» sur la plaque océanique, soit en érosion lorsque la marge est consommée sous l'action érosive de la plaque plongeante,
- Un bassin avant-arc,
- Un arc insulaire à environ 200 km de la fosse qui est la conséquence volcanique de la déshydratation de la plaque plongeante,
- Un bassin arrière-arc.

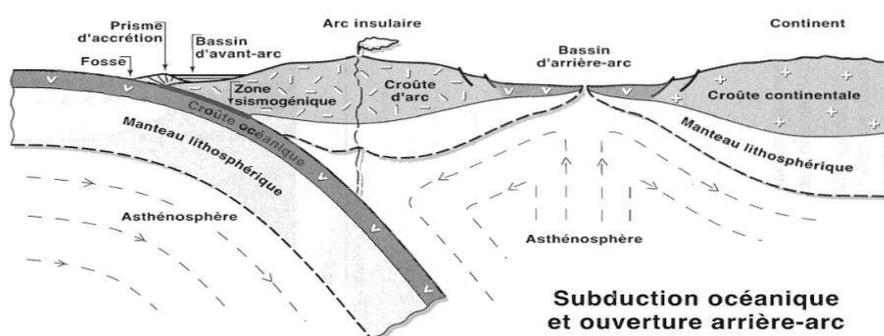


Figure 6 : Typologie d'une zone de subduction d'une plaque océanique avec une ouverture arrière-arc, d'après Lallemand et al., (2005)

Dans le cas des Petites Antilles, la plaque océanique plongeante atlantique présente de nombreuses aspérités telles que des monts sous-marins et des rides (Barracuda et Tiburon) (Figure 3) issues de la formation de la lithosphère océanique à la dorsale médio-atlantique (Bouysse and Westercamp, 1990). La subduction des Petites Antilles présente un prisme d'accrétion au front de déformation dont l'épaisseur de sédiments varie entre 7 km au sud de Sainte Lucie et 400 m au nord de la ride Barracuda (Peter and Westbrook, 1976; Speed and Westbrook, 1984), il est d'une épaisseur maximum de 5 std (secondes temps double) sur une longueur de 100 km dans les Petites

Antilles centrales (Laigle et al., 2013). La sismique grand angle a permis d'imager au large de la Guadeloupe une croûte océanique d'une épaisseur d'environ 8 km avec des vitesses sismiques variant entre 5,5 km/s et 7,3 km/s (Kopp et al., 2011). Le pendage du slab est de 14,5° sur les 200 km depuis la fosse puis celui-ci augmente rapidement sous l'arc volcanique. Les récentes campagnes sismiques Sismantilles 2 (2007) et Trail (2011) ont permis d'imager la structure de la croûte dans l'avant-arc des Petites Antilles montrant une épaisseur variant entre 35 km et 23 km selon la localisation. La croûte serait constituée d'une croûte intermédiaire (d'une vitesse de 6,0 à 6,8 km/s) et d'une croûte inférieure (d'une vitesse comprise entre 7,1 et 7,3 km/s) (Kopp et al., 2011) (Annexe I).

II.3 LE NORD DES PETITES ANTILLES : LE PASSAGE D'ANEGADA

II.3.1 Localisation et description

Le nord de la plaque Caraïbe est une zone tectonique complexe, on y trouve à la fois des systèmes décrochants, convergents et divergents (Figure 1). Le passage d'Anegada, situé à la limite entre les Grandes Antilles et les Petites Antilles relie le bassin des Iles Vierges situé entre les Iles Vierges et St Croix et le bassin de Sombrero, au nord d'Anguilla (Figure 7).

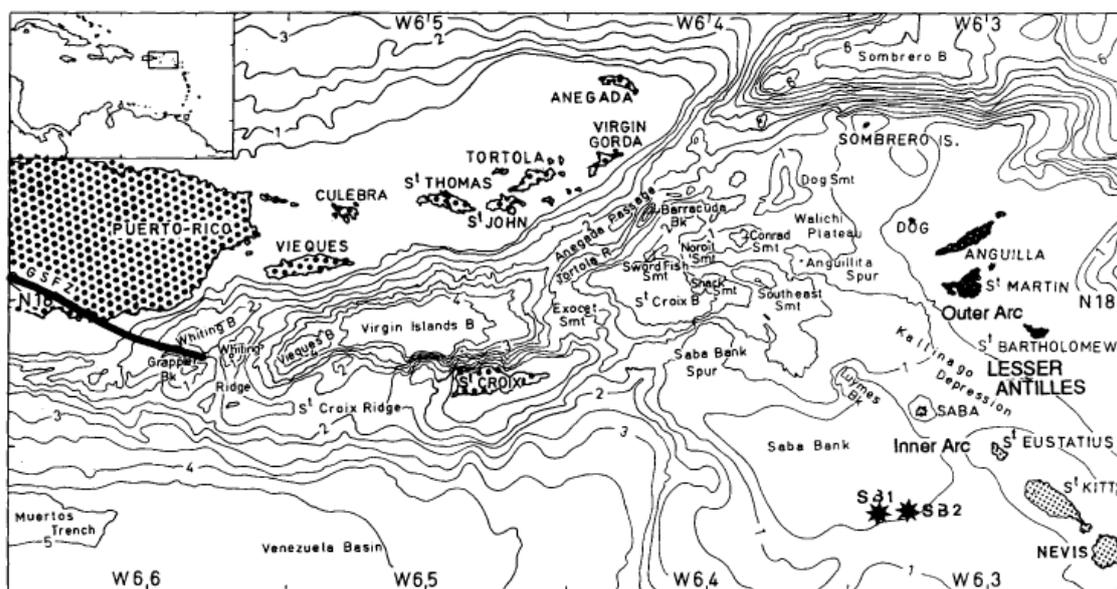


Figure 7 : Localisation du passage d'Anegada entre les Grandes Antilles et les Petites Antilles. Le passage d'Anegada est limité au sud par le bassin des Iles Vierges et au nord par celui de Sombrero d'après Jany et al. (1990)

II.3.2 La cinématique

L'étude cinématique (López et al., 2006) à l'ouest du Passage d'Anegada semble montrer la présence d'un bloc (PRIV, Puerto Rico Iles Vierges) limité au nord par la fosse de Puerto Rico (subduction de la plaque NA sous la plaque CA) et au sud par la fosse des Muertos (Figures 1 et 7). La limite est se situerait au niveau du passage d'Anegada et la limite ouest serait à la jonction entre la fosse de Puerto Rico et le cisaillement sénestre le long de la fosse de Cayman (Dillon, 1996) (Figure 1). Le bloc PRIV de 250 km de largeur serait une limite diffuse entre les deux plaques

principales (NA et CA) (Dillon, 1996; Jansma et al., 2000; López et al., 2006). L'étude des données GPS montre que PRIV a une très faible déformation interne mais une déformation à ses frontières (Jansma et al., 2000). La vitesse relative de déplacement de PRIV par rapport à la plaque NA est plus lente qu'entre la plaque CA et NA. De plus, les vitesses de déplacement du bloc et de la plaque CA sont quasi-identiques mais d'une direction différente. Ceci correspondrait à la rotation antihoraire de PRIV (Jansma et al., 2000). L'étude de la cinématique de cette région est importante car le passage d'Anegada se situe à la frontière est de ce bloc.

II.3.3 La sismicité et le partitionnement

Le passage d'Anegada présente une sismicité très modérée et de faible magnitude (Figures 4, 5 et 8). Notamment, le passage d'Anegada de direction NE-SW souligne une transition marquée avec une sismicité forte au nord des Iles Vierges tandis que la transition est plus diffuse vers le sud-est où la sismicité semble augmenter graduellement vers Antigua et Barbuda (Figure 7). Cependant, un seul séisme tsunamogène historique d'une magnitude supérieure à 7 a eu lieu au nord du bassin des Iles Vierges en 1867 ainsi qu'un tsunami entre 1650 et 1700 dont l'origine sismique ou climatique est inconnue (Atwater et al., 2012).

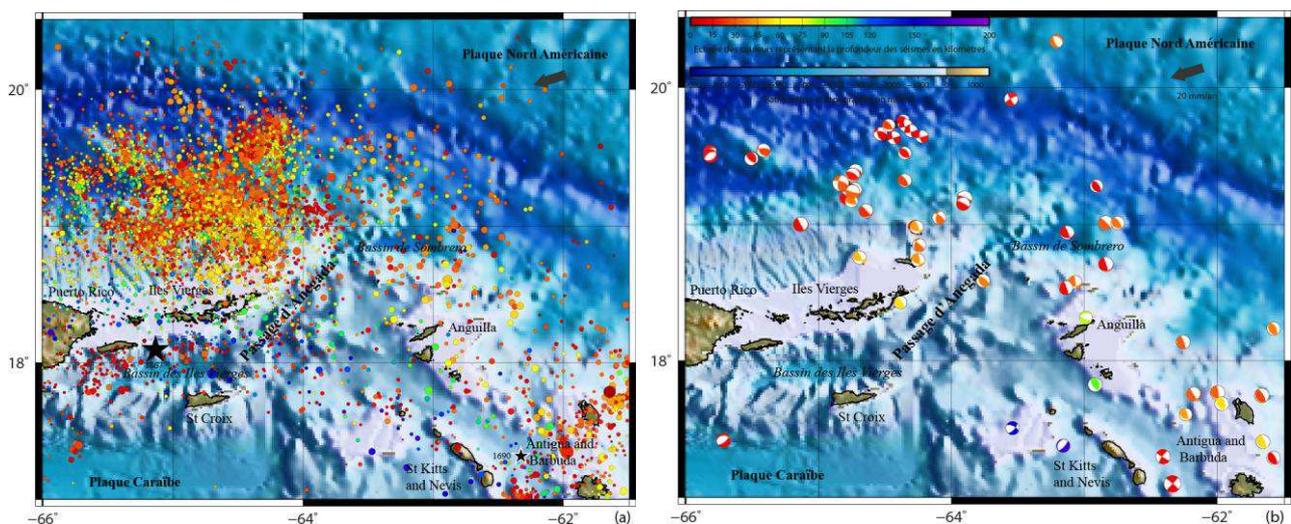


Figure 8 : Carte des séismes (a) et des mécanismes au foyer (b) dans le passage d'Anegada. Les données sont les mêmes que celles des Figures 4 et 5. La flèche noire indique le mouvement de la plaque NA.

La plupart des mécanismes au foyer convergents situés dans l'avant-arc au sud-est du passage d'Anegada présentent des plans nodaux compatibles avec la direction de convergence tandis qu'au nord des Iles Vierges près de la fosse, les mécanismes convergents présentent des plans nodaux WSW-ENE non parallèles à la direction de convergence. En fonction de l'obliquité de l'arc, il semble donc que la convergence va être accommodée différemment dans l'avant-arc et le passage d'Anegada pourrait être situé à une transition dans ce dispositif qui traduit un partitionnement que la sismicité modérée ne permet pas de décrire en détail.

Le passage d'Anegada se situe également à la transition entre la fosse de Puerto Rico de direction E-W et celle au sud d'Antigua et Barbuda, grossièrement N-S. La courbure de la

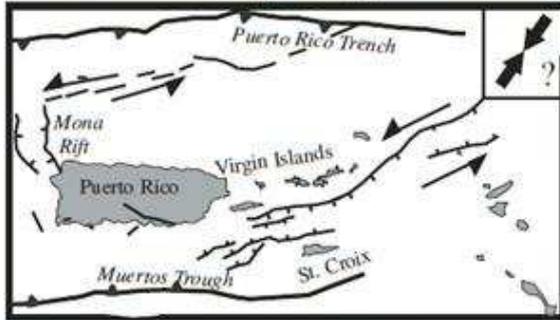
subduction pourrait selon certains auteurs (Meighan et al., 2013; Ten Brink, 2005) être accommodée par une déchirure du *slab*.

II.3.4 Formation du passage d'Anegada

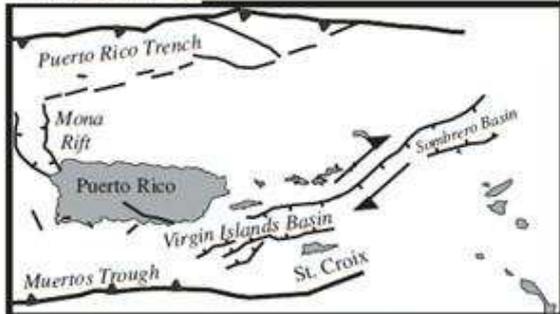
La formation du passage d'Anegada reste mal connue et discutée; différents modèles sont proposés en fonction des données géologiques utilisées. La Figure 9 résume schématiquement ces modèles (Mann et al., 2005) :

- Puerto Rico fait partie d'un vaste domaine de cisaillement correspondant à une limite de plaque diffuse entre les plaques NA et CA. Les failles du passage d'Anegada sont subparallèles au cisaillement de Puerto Rico donc celui-ci ferait partie de ce domaine (Figure 9 A). Il subirait ainsi une déformation décrochante sénestre (Mann and Burke, 1984).
- Les failles sous-marines parallèles séparant Puerto Rico et St Croix seraient des failles cisailantes dextres. Ceci est interprété par la position des bassins de Sombrero et Iles Vierges, qui seraient des bassins en *pull-apart*. Plusieurs mécanismes sont expliqués pour ce cisaillement dextre (Figure 9 B).
 - Le bloc limité par les failles du passage d'Anegada au sud et celle de la fosse de Puerto Rico au nord s'échapperait vers le NE en direction de la croûte océanique atlantique (Figure 9 B-1) (Jany et al., 1990)
 - Un raccourcissement est-ouest aurait créé une zone de cisaillement dextre (Figure 9 B-2) (Stephan et al., 1986).
 - Une rotation antihoraire du bloc rigide des Iles Vierges provoquerait un cisaillement transtensif latéral dextre au niveau du passage d'Anegada, un cisaillement sénestre le long de la fosse de Puerto Rico et un raccourcissement au niveau de la fosse Muertos (Figure 9 B-3) (Masson and Scanlon, 1991)
- Une ouverture SE-NW dans le passage d'Anegada résulterait d'une zone de *rifting* engendrée par un *rollback* de la subduction ou alors à la convergence oblique entre CA et NA (Figure 9 C) (Feuillet et al., 2002)
- L'arrivée de la plateforme des Bahamas au niveau de la zone de subduction a entraîné une déformation dans le passage de Mona (ouest de Puerto Rico) avec une rotation antihoraire de Puerto Rico. Cette rotation engendre une extension NW-SE formant le passage d'Anegada (Figure 9 D) (Mann et al., 2005).

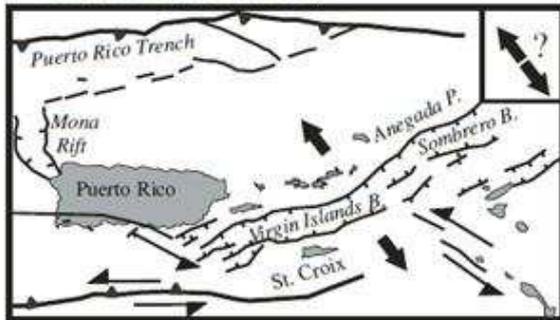
A. Left-lateral strike-slip faulting (Mann and Burke, 1984)



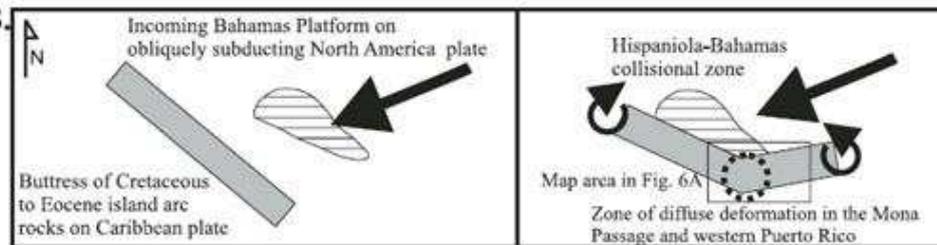
B. Right-lateral strike-slip with pull-aparts (Jany et al., 1990)



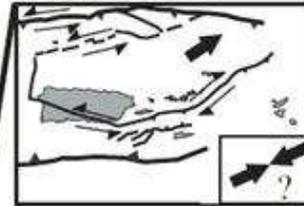
C. SE-NW rift opening (Speed and Larue, 1991; Feuillet et al., 2002)



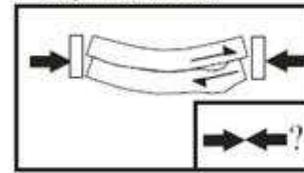
D. Microplate rotation caused by the incoming of Bahamas Platform (Mann and al., 2005)



1) Tectonic escape (Jany et al., 1990)



2) EW shortening and bending (Stephan et al., 1986)



3) CCW microplate rotation (Masson and Scanlon, 1991)



Figure 9 : Résumé de l'ensemble des hypothèses pour l'ouverture du passage d'Anegada, d'après Mann et al., (2005)

II.4 PROBLÉMATIQUES ET OBJECTIFS

L'arc des Petites Antilles constitue la seule zone française soumise au risque des grands séismes de subduction et à celui des tsunamis qui peuvent en résulter. Il est dès lors important de comprendre le mécanisme du couplage interplaque des zones de subduction qui génère une sismicité variée en mécanisme, en profondeur, et en magnitude. De nombreuses campagnes en mer (Figure 10) ont eu lieu dans les Petites Antilles centrales (Sismantilles 1 et 2, Aguadomar, Antiplac,

Kashallow 1 et 2, Gwadaseis) et dans les Grandes Antilles (Seacaribes, Prico, Géoprico). Cependant, aucune donnée de sismiques réflexion profonde et réfraction ne sont disponibles à la transition entre les Petites Antilles et les Grandes Antilles au plus fort de la courbure de l'arc. Cette zone de transition présente à la fois un gap sismique apparent et un système de failles et de bassins profonds, le passage d'Anegada. La formation de ce passage reste encore très débattue dans le contexte d'évolution du Nord-Est de la plaque Caraïbe et de la subduction. En s'appuyant sur le traitement et l'interprétation de données de sismiques réflexion, réfraction et bathymétrie acquises pendant la campagne Antithesis, ce travail a pour objectif :

- Déterminer la structure et l'évolution du bassin de Sombrero dans la continuité du passage d'Anegada.
- Analyser la déformation frontale de la zone de subduction du Nord des Petites Antilles et son évolution spatiale.
- En replaçant dans le contexte géodynamique ces analyses et en tenant compte de l'évolution cinématique récente, proposer un nouveau modèle pour le Nord des Petites Antilles qui identifie en particulier la complexité du couplage à différentes échelles spatiales et temporelles.

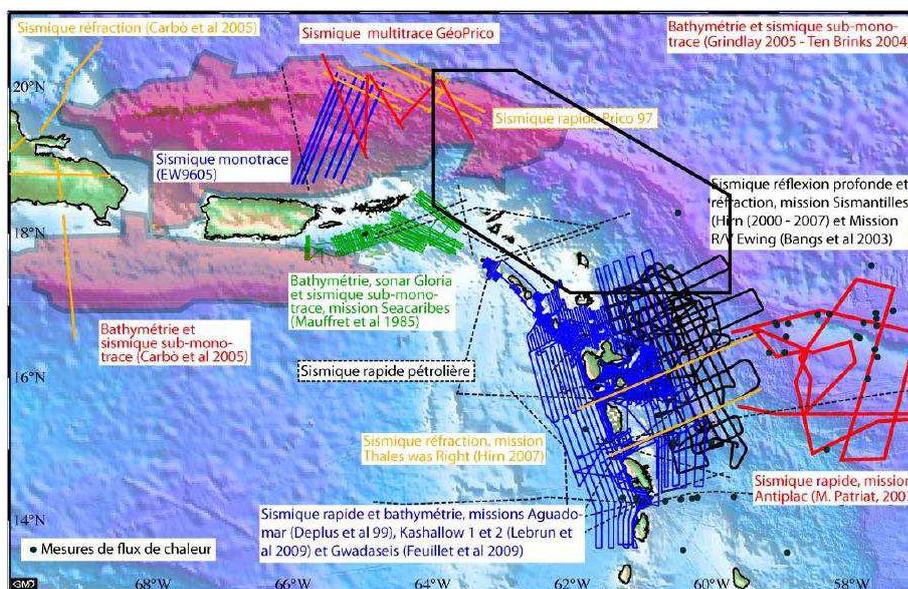


Figure 10 : Plan de position de l'ensemble des missions réalisées dans les Petites Antilles et Grandes Antilles avant 2013. Le cadre noir représente notre zone d'étude.

III. DONNÉES ET MÉTHODES

III.1 LA CAMPAGNE ANTITHESIS

Les données utilisées proviennent de la campagne Antithesis (Antilles thermicité sismicité) à laquelle j'ai participé et qui s'est déroulée en décembre 2013 au nord et à l'est du passage d'Anegada sur le N/O Atalante. Le projet est une coopération entre l'UAG (Université des Antilles Guadeloupe), Ifremer, l'UMR Géoazur (Nice), UBO (Université de Bretagne Occidentale), l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris), l'UPMC (Université de Pierre et Marie Curie), l'UM2

(Université de Montpellier 2) et l'UPPA (Université de Pau et des Pays de l'Adour). Les objectifs étaient d'imager les structures profondes dans le passage d'Anegada par une approche couplée sismique grand angle et sismique réflexion. Ont été acquis (Figure 11) :

- quatre profils de sismique grand angle ou réfraction (SGA) pour 66 déploiements d'OBS,
- dix profils de sismique multitrace basse fréquence (SMT),
- des profils de sismique haute résolution (CHIRP),
- des données multifaisceaux haute résolution (bathymétrie) et d'imagerie (*Backscatter*)
- des mesures d'anomalies magnétiques
- 39 mesures de flux de chaleur

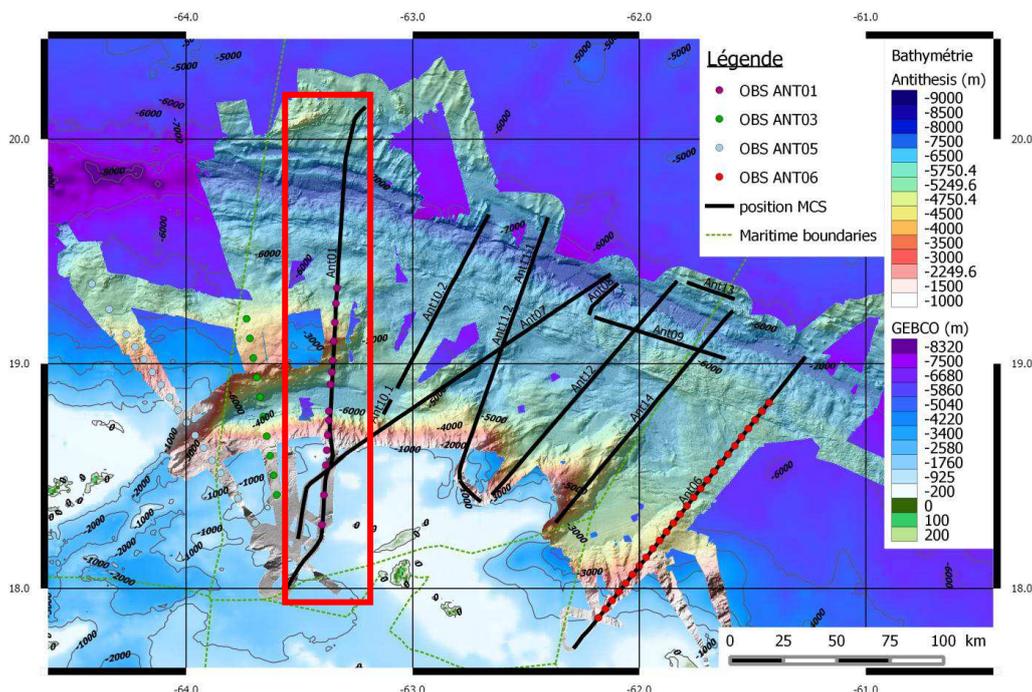


Figure 11 : Localisation de la campagne Antithesis : Ici sont représentés les profils de sismique grand angle (chaque cercle correspond à un OBS et les couleurs aux différents profils), les profils de sismique réflexion (traits noirs), la bathymétrie acquise pendant la campagne (résolution métrique) sur le fond bathymétrique de la NGDC (résolution 1 minute d'arc). Le cadre rouge correspond aux profils de sismique réflexion et réfraction coïncident traités par la suite.

Dans cette étude portant sur la limite est du passage d'Anegada, nous avons principalement travaillé sur le profil grand angle AN01 et son profil de sismique réflexion coïncidant ainsi qu'à l'analyse de la nouvelle bathymétrie haute résolution.

III.2 RAPPEL SUR LES PRINCIPES DE LA SISMIQUE GRAND ANGLE ET DE LA SISMIQUE RÉFLEXION

III.2.1 Principe de la sismique grand angle

La sismique grand angle (SGA) marine (Figure 12 a), basée sur l'analyse des temps de propagation (Figure 12 b-c) des ondes sismiques entre une source mobile et des récepteurs fixes, posés sur le fond de la mer (OBS *Ocean Bottom Seismometer*, quelques caractéristiques en Annexe II), permet d'obtenir des modèles de vitesses qui traduisent la nature et les structures de la croûte voire du manteau supérieur.

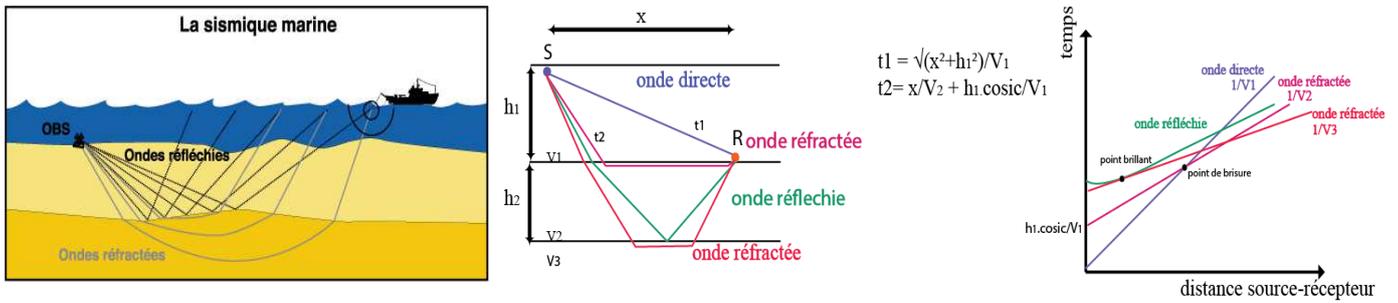


Figure 12 : Principe de la sismique grand angle. (a) Une source est tractée derrière un navire tandis que le récepteur immobile est posé sur le fond marin, c'est de la sismique à offset variable. Le récepteur enregistre à la fois les ondes réfléchies et réfractées. (b) tracés théoriques de rai se propageant dans le sous-sol. Les équations permettent en fonction de la vitesse du milieu et de l'épaisseur de la couche de calculer le temps de trajet du rai. Les courbes dromochroniques (c) sont la relation temps –distance source –récepteur.

III.2.2 Principe de la sismique réflexion

La sismique réflexion consiste à enregistrer, à l'aide d'un récepteur (hydrophones alignés à l'intérieur d'une flûte ou *streamer*), des ondes émises par une source artificielle (canons à air) après qu'elles se soient réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol (Figure 13). Les temps d'arrivée de ces ondes réfléchies nous renseignent sur la géométrie des interfaces et certaines propriétés physiques du sous-sol.

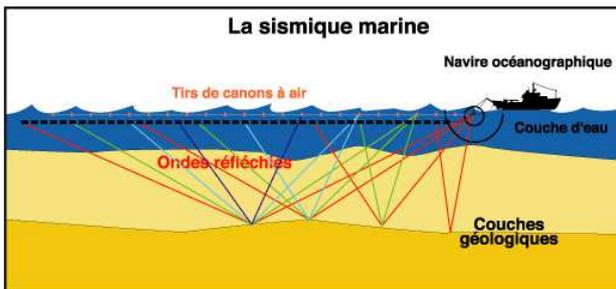


Figure 13 Principe de la sismique réflexion : source et récepteur sont tirés par le bateau. On enregistre à intervalles de distance réguliers les ondes réfléchies sur les différentes interfaces du sous-sol.

III.2.3 Caractéristiques des données étudiés

Le profil grand angle traité lors de ce stage, comprend 14 OBS séparés soit de 7,5 km soit de 15 km, déployés le long du profil AN01 orienté N-S entre la plateforme au nord d'Anguilla et la fosse au nord du bassin de Sombrero (Figure 11). Seuls 13 OBS ont été récupérés. Les premiers traitements consistent à corriger la dérive de l'horloge et à repositionner l'instrument, qui a dérivé spécialement lors de sa plongée au fond de la mer (Annexe III). L'enregistrement a été coupé par tir et la distance entre tir et instrument a été calculée.

Le profil sismique multitrace coïncidant a été acquis grâce à une flûte sismique de 300 traces et une source composée de 18 canons d'une capacité totale de 126 litres à 140 bars (Annexe IV). Un tir toutes les minutes a été réalisé pour une longueur d'écoute de 25 s afin d'obtenir une couverture de 12.

A partir du logiciel Sispeed, un contrôle qualité et un prétraitement ont été appliqués au profil à bord (Annexe V). Cette étape consiste en particulier à corriger et traiter tous les paramètres de navigation. Ainsi, il est possible de recalculer la position de l'ensemble des éléments du dispositif (sources et récepteurs) à chaque tir. Ces informations sont utilisées pour réaliser le *binning* qui correspond à la manière la plus robuste d'assembler les traces sismiques par points miroirs (CMP) ou *bin*. En effet, cette méthode tient compte de la position calculée la plus précise possible des points images. Cette étape de pré-traitement à bord aboutit par ailleurs à un profil stacké et migré à vitesse constante. Nous utilisons ce profil pour mieux imaginer la structure des parties superficielles du modèle de vitesse dérivant des données de sismique grand angle qui ont été traitées en premier dans ce travail.

III.3 TRAITEMENT DE LA SISMIQUE GRAND ANGLE

Pour obtenir un modèle de vitesse 2D à partir des données sismiques grand angle, une modélisation directe par essai-erreur a été appliquée grâce au code RAYINVR (Zelt and Smith, 1992; Zelt, 1999). Cette méthode utilise le tracé des rais afin de modéliser à la fois la structure de vitesse du milieu et l'épaisseur de chaque couche. Elle fait suite à une modélisation par tomographie des premières arrivées, réalisée à bord du navire pendant la campagne. La tomographie n'est pas présentée ici et donne une image plus lissée et ne tient pas compte des arrivées réfléchies et secondaires (Annexe VI).

III.3.1 Principe de la modélisation directe par RAYINVR

L'algorithme qui permet de tracer les rais pour la modélisation dépend directement de la paramétrisation du modèle (Figure 14). En effet, l'utilisateur définit un certain nombre de nœuds qui vont contrôler la géométrie des interfaces et être affectés de vitesses qui vont déterminer la vitesse dans les couches situées au-dessus et au-dessous de ces nœuds. Le nombre et la position de chaque nœud peuvent différer pour chaque interface. Pour une interface, plus il y a de nœuds, plus on définit précisément la topographie de celle-ci. Le nombre et la position des nœuds de vitesse peuvent varier à la fois le long d'une interface et entre le sommet et la base d'une couche. Un gradient de vitesse est alors créé par interpolation linéaire entre le sommet et la base de la couche.

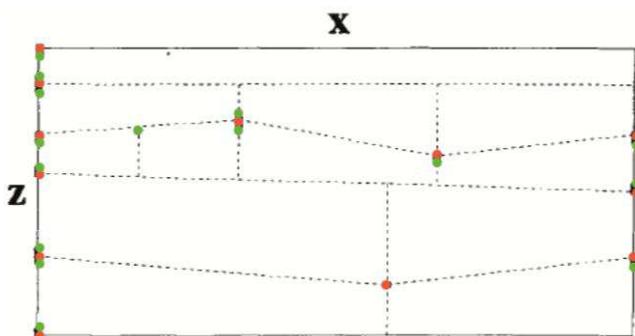


Figure 14 : Exemple de paramétrage d'un modèle de vitesse. Les 5 couches sont définies par des interfaces, elles-mêmes créées par des nœuds de profondeur (en rouge). La vitesse de chaque couche est définie par des nœuds de vitesse (en vert) au sommet et à la base de chacune d'elle. Modifiée d'après Zelt and Smith, (1992)

Ensuite les rais sont tracés dans le modèle de vitesse à partir de la résolution d'équation de premier ordre grâce à la vitesse du milieu et de son épaisseur. Un temps de trajet théorique est calculé dans ce modèle pour être comparé au temps de trajet observé entre un récepteur et une source. Le but est de minimiser l'écart entre ces deux valeurs qui est généralement évalué par une valeur de comparaison, l'erreur quadratique moyenne (*Root Mean Square = RMS*).

Le modèle est dès lors construit couche par couche, en commençant par les couches superficielles. Le logiciel RAYINVR permet également de visualiser le modèle avec les différentes couches sur lequel sont superposés les rais sismiques calculés puis dans une fenêtre adjacente les temps observés et calculés ce qui permet d'avoir un contrôle visuel efficace.

III.3.2 Construction des modèles

Au total, environ 6550 pointés ont été effectués sur l'ensemble des 13 OBS de la section (exemples de pointés sur les Figures 15 et 16 (et Annexe VII)). Les pointés ont été réalisés étape par étape pour la construction couche par couche du modèle de vitesse. L'utilisation de la SMT a permis de définir la géométrie des couches les plus superficielles. Sur l'ensemble des OBS une ou deux phases correspondant aux premières couches identifiées aussi sur la SMT sont observées. Les phases réfractées permettent principalement d'imager les vitesses sismiques tandis que les réfléchies aident à déterminer la géométrie des interfaces.

Sur les données de SMT, nous pouvons également suivre la géométrie en temps double du trajet du toit de la plaque plongeante et identifier clairement les contours du buttoir (*backstop*) sur lequel vient s'appuyer le prisme. Nous avons tenu compte de ces caractéristiques dans la modélisation des données de grand angle. Dans le modèle ont été distinguées une partie comprenant les OBS 01 à 11 avant le buttoir et une partie comprenant les OBS 13 et 14 après le buttoir.

Sur les OBS 13 et 14, les phases réfractées dans le prisme d'accrétion ont été pointées sur une grande distance jusqu'à une zone d'ombre (Figure 16) qui peut correspondre à un changement de vitesse important correspondant à la transition entre les deux plaques.

Seules quelques phases réfléchies à la base de la croûte plongeante permettent de contrôler la vitesse et la profondeur de la plaque plongeante. Dans les zones non éclairées par la propagation des ondes, nous avons appliqué les vitesses du modèle de Kopp et al., (2011) établies pour les Petites Antilles centrales soit 5,50 km/s au toit de la croûte et 7,10 km/s à la base.

Sur les OBS 01, 02 (Figure 15) et 03, nous avons pointé aux grands *offsets* (distance source-récepteur) une phase qui correspondrait soit à la réfléchie sur le moho de la plaque supérieure soit au toit de la plaque plongeante. Les données, ne permettent pas d'écarter une des deux hypothèses.

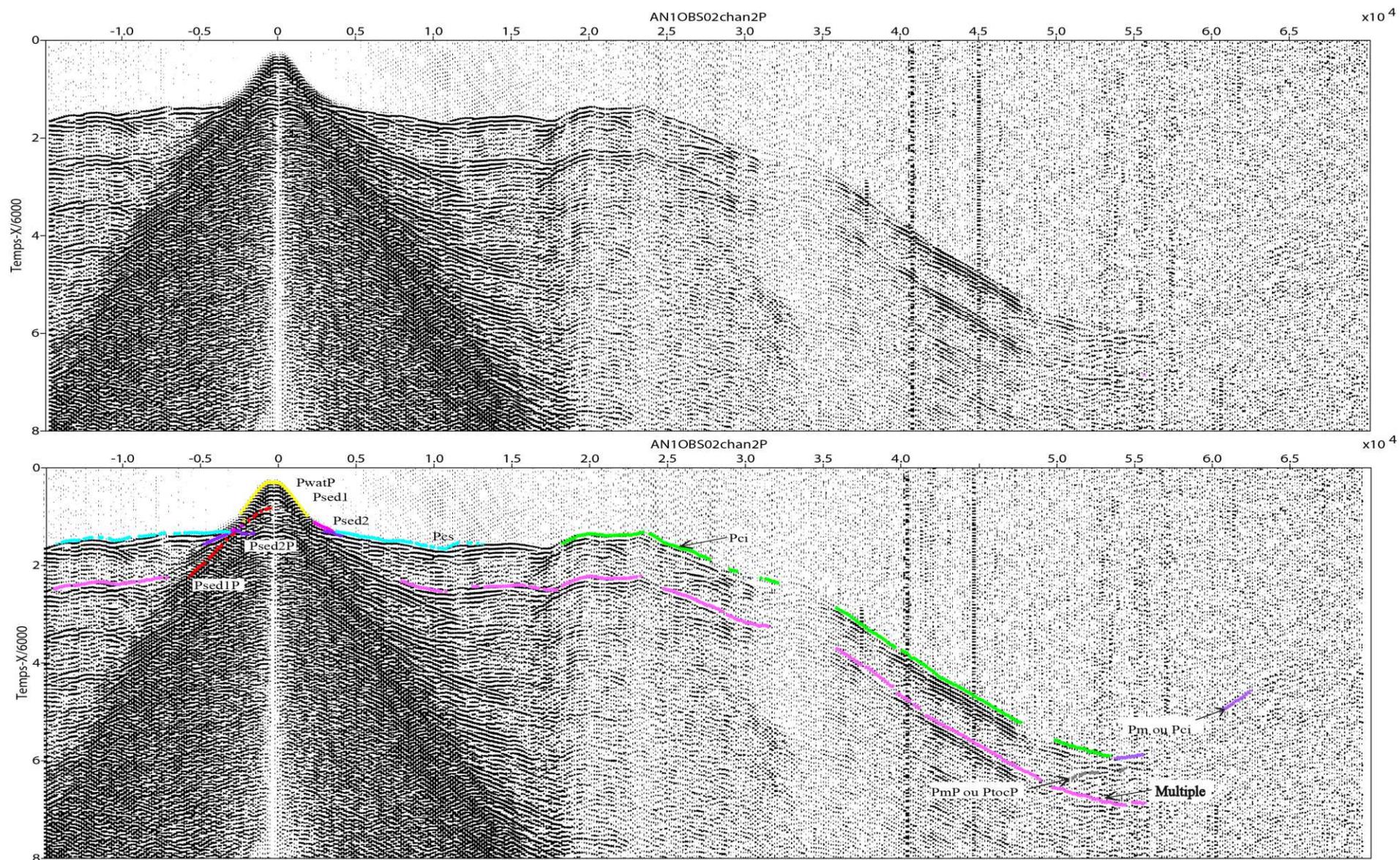


Figure 15 : Exemple de section sismique pour l'OBS 02 (situé sur la plateforme) sans pointé et avec pointé. Cette section sismique permet de distinguer un grand nombre de phases et d'imager ce qui semble être une réfléchie sur le toit de la plaque plongeante ou sur la remontée à forte vitesse. Les abréviations sont détaillées dans le Tableau 1 p 26.

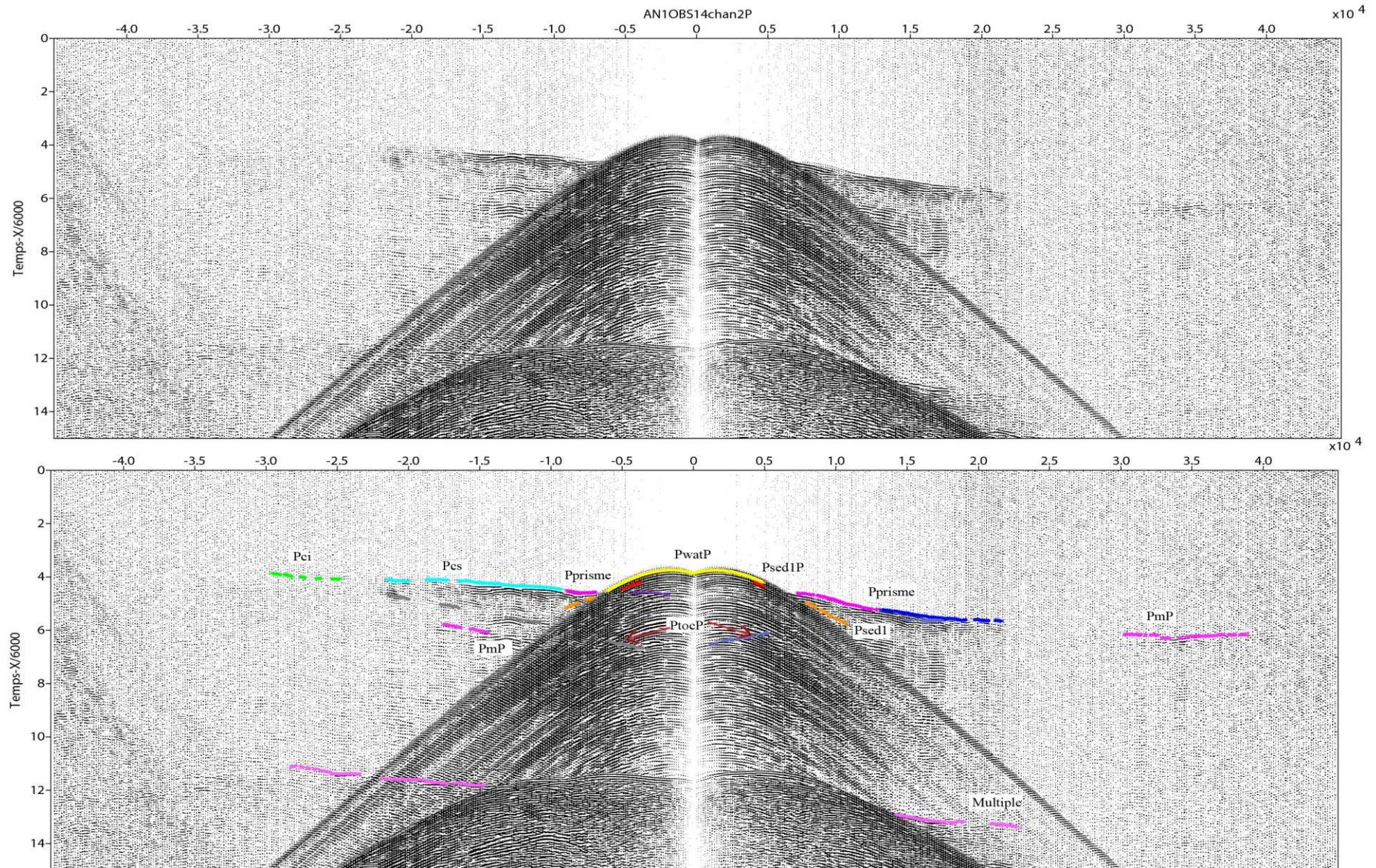


Figure 16 : Exemple de section sismique pour l'OBS 14 (situé sur la plateforme) sans pointé et avec pointé. Cette section sismique permet d'imager la transition entre les deux plaques et entre le prisme et le backstop. Les abréviations sont détaillées dans le Tableau 1 p 26.

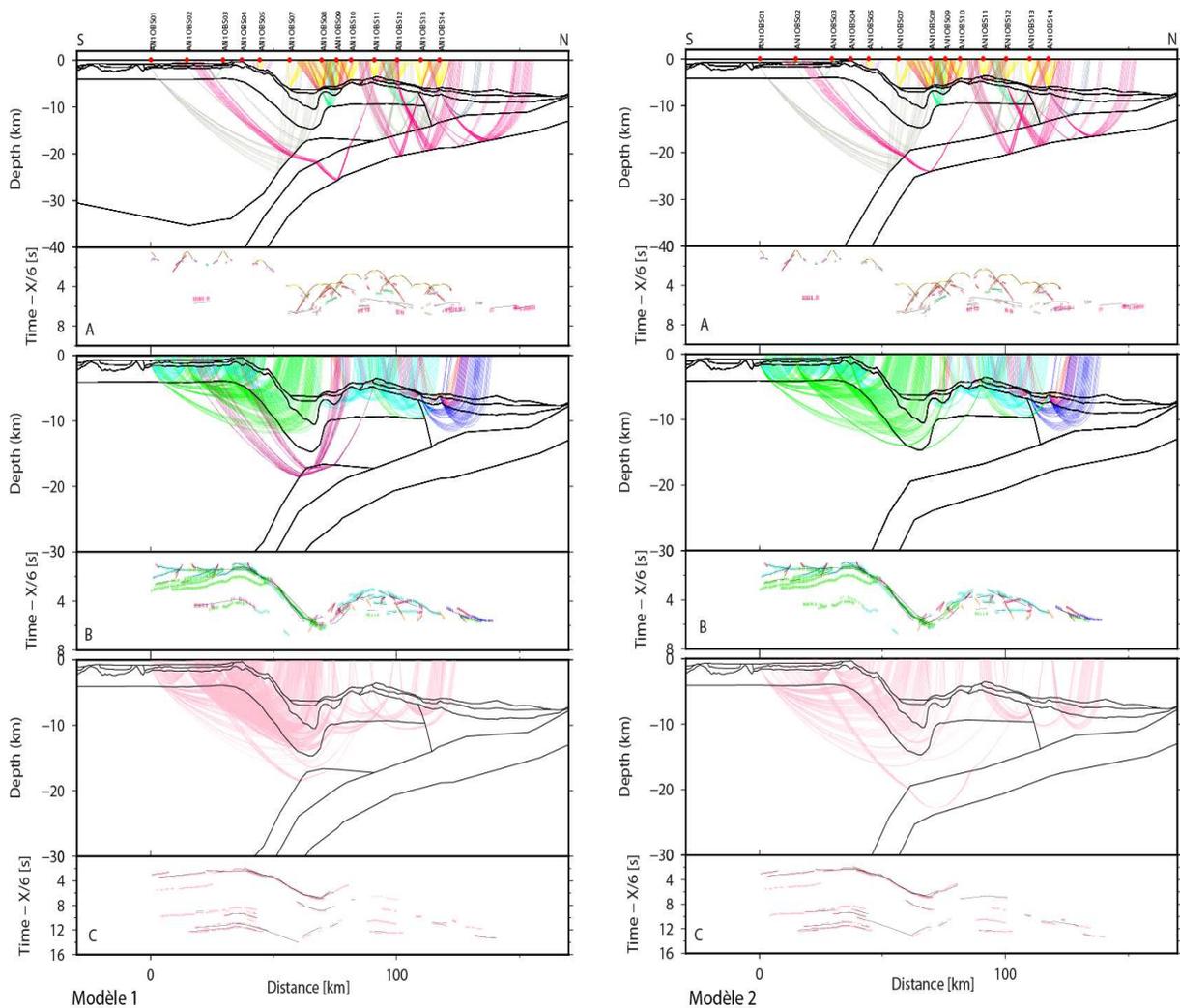


Figure 17 : Coupe Distance-Profondeur présentant pour le modèle 1 (à gauche) et le modèle 2 (à droite) les tracés de rais pour les phases réfléchies (A), réfractées (B) et le multiple (C). Sous les tracés de rais, on trouve la comparaison entre le temps pointé sur les OBS (en couleur) et le temps théorique calculé par rayinvr (en noir). Chaque couleur correspond à une phase précise, même couleur que pour la Figure 16. Les ronds rouges correspondent à la position des OBS. Sur les deux modèles, la structure et les vitesses de la plaque plongeante sont mal contrôlées et certains pointés ne correspondent à aucun tracé de rais (explications dans le texte).

Dans la suite, deux modèles seront donc présentés :

- 1) le premier présente une zone à forte vitesse au-dessus de la plaque plongeante interprété comme étant le manteau de la plaque supérieure (Modèle 1),
- 2) le second est sans cette structure mais le pendage de la plaque plongeante est en revanche plus faible (Modèle 2) (Figure 17).

En fait, ce sont les mêmes phases réfractées qui ont été pointées et modélisées dans les deux cas : pour le modèle 1 dans la zone à forte vitesse (Figure 17), pour le modèle 2 dans la couche au-dessus de la plaque plongeante. Dans les deux cas, le nombre de rais tracés et le RMS sont équivalents.

Il est utile de noter que le multiple pointé (Figures 15 et 16) sur toutes les données des OBS a permis d'affiner certaines zones et de vérifier en partie les vitesses et les différentes interfaces modélisées (Figure 17).

III.3.3 Nombre de pointés et RMS

6583 et 6522 pointés ont été effectués respectivement pour les modèles 1 et 2, 71 % d'entre eux ont pu être modélisés par le tracé de rais du logiciel RAYINVR (Figure 17). Les 29 % restant correspondent à différents problèmes dus aux limites du logiciel :

- Le changement brusque de la pente d'une interface (exemple OBS 07) et la jonction brutale entre deux interfaces bloquent le logiciel.
- Le passage d'un rai dans un milieu 1 puis 2 puis de nouveau 1 (observé principalement à grand *offset*) n'est pas possible.

Le RMS du modèle 1 est de 0,147 s et celui du modèle 2 de 0,140 s. Ces deux valeurs sont proches et ne permettent pas de préférer un modèle selon ce critère sachant que le RMS et le nombre de rais sont très sensibles aux changements de vitesse et à la profondeur des interfaces. Un RMS plus petit peut être obtenu mais le nombre de rais tracés diminue généralement d'autant.

III.3.4 Incertitude des pointés

Le pointé des temps d'arrivées dépend fortement de l'utilisateur et de la précision à laquelle sont observées les données, ceci conduit à une imprécision sur les pointés de l'ordre de $10 \text{ ms} \pm 5 \text{ ms}$. Une deuxième source d'erreur provient de la localisation de l'OBS sur le fond. Elle est évaluée à partir du pointé de l'onde directe, mais l'écart entre la profondeur mesurée au point de largage et celle obtenue par l'onde directe traduit l'erreur potentielle.

Lorsque la distance source récepteur augmente, le pointé est moins précis car les données sont plus bruitées. Alors pour chaque phase, une estimation de cette incertitude variant entre 40 ms (onde directe) et 200 ms (grands offsets) est prise en compte (Tableau 1).

Phase	Nom	Incertitudes (s)	RMS (s)
Onde directe	wat	0.040	0,039
Réfractée dans la 1 ^{ère} couche sédimentaire	Psed1	0.100	0,103
Réfléchie sur la 1 ^{ère} couche sédimentaire	Psed1P	0.100	0,121
Réfractée dans la 2 ^{ème} couche sédimentaire	Psed2b	0.100	0,077
Réfléchie sur la 2 ^{ème} couche sédimentaire	Psed2bP	0.100	0,084
Réfractée dans la 3 ^{ème} couche (côté prisme)	Psed02	0.100	0,073
Réfléchie sur la 3 ^{ème} couche (côté prisme)	Psed2P	0.120	0,127
Réfractée dans la 4 ^{ème} couche (croûte)	Pcs	0.120	0,155

supérieure)			
Réfléchie sur la 4 ^{ème} couche (sur la croûte supérieure)	PcsP	0.120	0,118
Réfractée dans la 5 ^{ème} couche (croûte inférieure)	Pci	0.150	0,136
Réfléchie sur la 5 ^{ème} couche	PciP	0.200	0,179
Réfractée dans la 6 ^{ème} couche (dans le manteau supérieur)	Pm	0.120	0,150
Réfléchie sur la 6 ^{ème} couche	PmP ou PtocP	0.120	0,278
Réfléchie sur la 8 ^{ème} couche (base de la croûte plongeante)	PtocP	0.200	0,249
Multiple	Multiple	0.150	0,162

Tableau 1 : Noms des phases pointées, incertitudes et RMS

III.3.5 Résolution et incertitudes des modèles

La résolution des modèles dépend directement de la densité des rais, ces deux paramètres sont représentés sur les Figures 18 (B et C). Ce sont les zones superficielles qui sont les mieux couvertes par les rais. La partie sud des deux modèles est également bien couverte car elle est peu complexe. En revanche les extrémités (nord en particulier) où les OBS manquent et où les rais ne se propagent que dans une direction sont peu couvertes. La résolution quant à elle dépend aussi de l'espacement entre les nœuds (Zelt, 1999) (Figure 18 D). Autrement dit, plus le nombre de nœuds est important plus il faudra de rais pour avoir une bonne résolution. Par conséquent, les couches les plus superficielles qui ont été imagées par les données coïncidant à la SMT présentent un grand nombre de nœuds dans les modèles de réfraction. Celui-ci dépasse largement le contrôle possible à partir de la couverture des rais, et par conséquent la résolution est moins bonne que pour les couches les plus profondes. Dans les parties profondes en revanche où les interfaces sont principalement contrôlées par les données de réfraction, le paramètre de résolution a un sens. Lorsque ce paramètre dépasse 0,5 on considère que la résolution est satisfaisante. Logiquement, les parties centrales du modèle sont donc mieux contrôlées que les parties profondes ou les extrémités, tout particulièrement l'extrémité Nord.

Une estimation de l'incertitude sur la profondeur des interfaces a été réalisée en effectuant un test statistique (F-Test). En modifiant la profondeur d'une interface, la RMS change et est comparée au RMS final du modèle. L'incertitude de l'interface est donnée par l'intervalle de confiance des 95% sur la RMS. Dans cet intervalle, nous pouvons considérer qu'un changement de profondeur n'a pas d'incidence sur la qualité du modèle final. Pour notre modèle, la 4^{ème} interface présente une incertitude de $\pm 0,2$ km. Enfin, l'incertitude calculée de cette façon sur le toit et la base de la croûte (sous le bassin de Sombrero) présente peu d'intérêt au vu du faible nombre de rais utilisés.

La concordance entre l'anomalie à l'air libre observée, dérivée de l'altimétrie satellitaire (Sandwell and Smith, 1997) et calculée (Figure 18 A) est aussi une façon de valider le modèle.

Les vitesses des modèles ont été converties en densité suivant la relation de Ludwig et al., (1970). Ceci permet de calculer une anomalie à l'air libre prédite dérivée du modèle sismique, et qui est comparée aux données gravimétriques. L'influence du panneau plongeant et les variations du manteau qui se traduisent par des effets très grande longueur d'onde ne sont pas prises en compte.

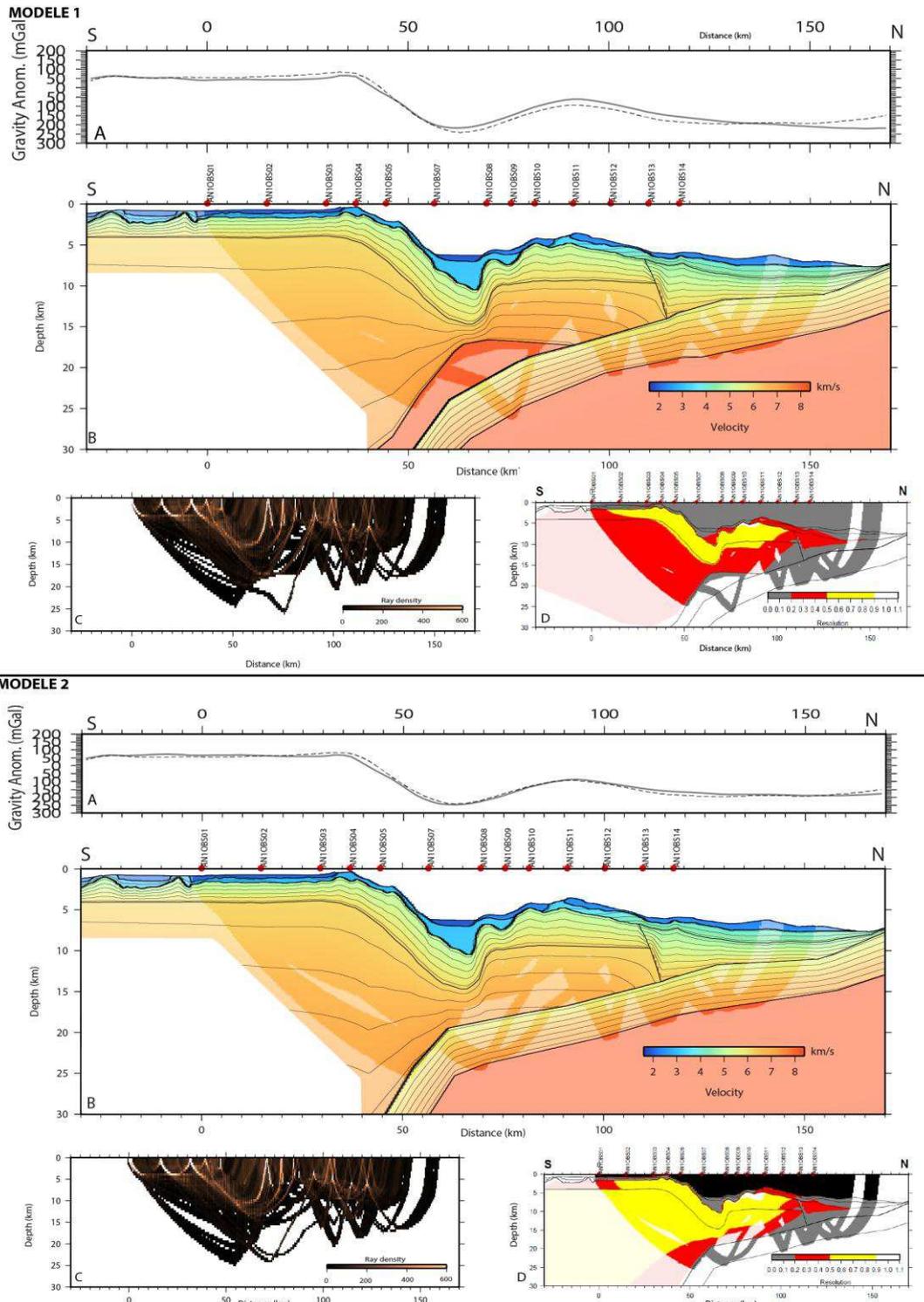


Figure 18 : Représentation du modèle de vitesse 1 (en haut) et 2 (en bas) avec la localisation des rais tracés (B). En A comparaison de l'anomalie observé (pointillé) et l'anomalie calculé (trait plein) En C est représentée la densité de rais tracée par rayinvr et en D, la résolution des nœuds de vitesse du modèle.

III.4 TRAITEMENT DE LA SISMIQUE RÉFLEXION

Lors de ce stage la chaîne de traitement de bord a été reprise afin d'en préciser les paramètres et d'affiner l'analyse de vitesse. Ce traitement a été effectué à partir de la suite logicielle Geocluster® (CGGVeritas) sur le profil 01 de SMT coïncidant avec le profil SGA. Geocluster® fonctionne en enchaînant une série de « jobs » composés de modules de traitement (Figure 19) détaillés par la suite.

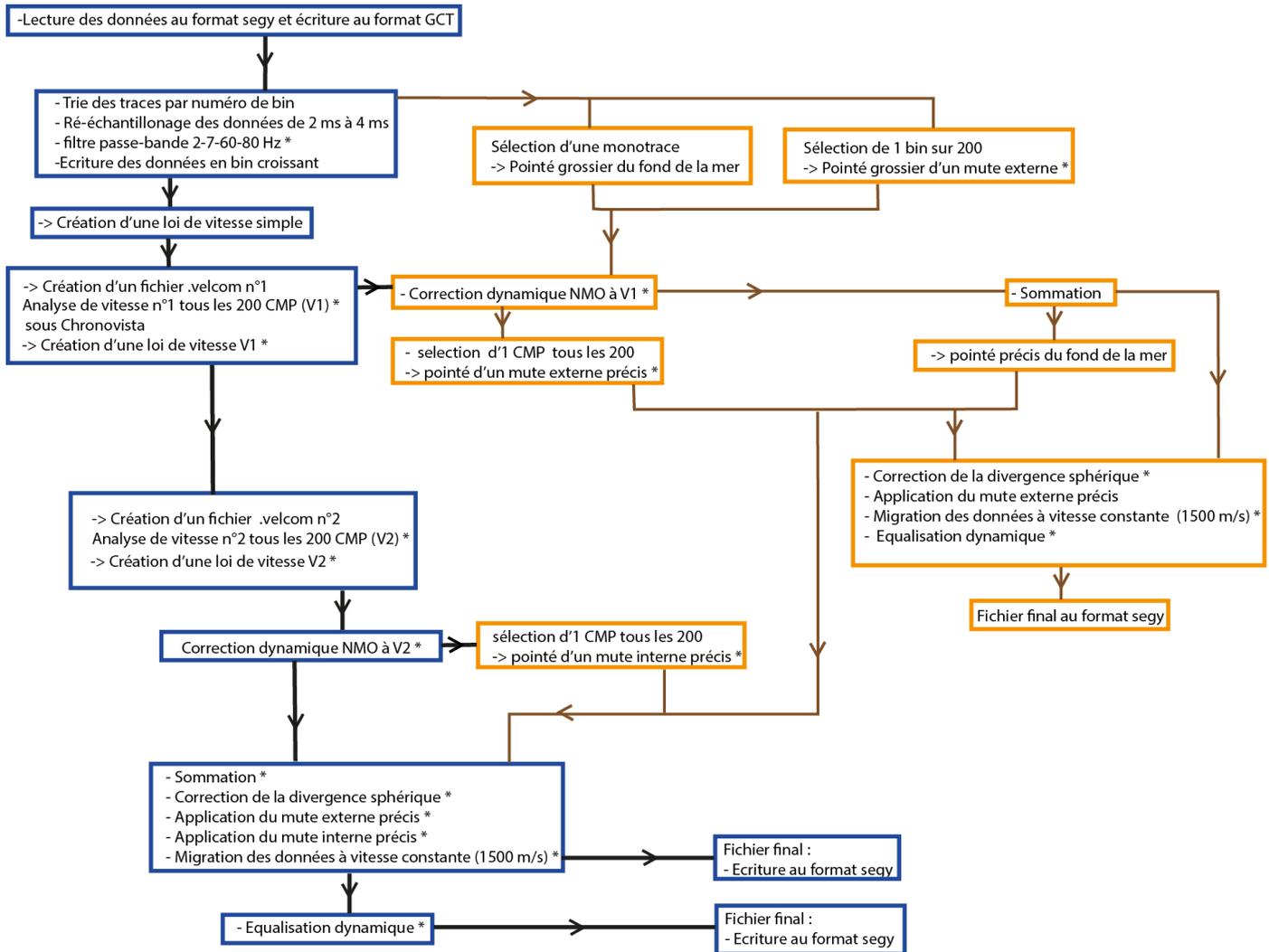


Figure 19 : Procédure de traitement de la sismique réflexion réalisé sous Géocluster. Les principaux traitements (*) sont expliqués dans le texte.

- Filtre passe bande

A partir de l'observation des spectres des données, un filtre passe-bande a été appliqué (2-7-60-80 Hz) afin d'éliminer les bruits parasites hors du champ de fréquence du dispositif.

- Analyse de vitesse pour appliquer la correction NMO (*normal move out*) et sommation

La détermination d'une loi de vitesse est fondamentale afin d'appliquer la correction NMO. En effet, la SMT a pour principe d'imager un point du sol (point miroir CMP ou *bin* suivant le mode d'assemblage des données) plusieurs fois mais avec une distance source-récepteur différente en

mettant à profit la longueur du dispositif de réception : la flûte (Figure 20 a). Pour un CMP ou *bin* donné, les réflecteurs, correspondant à un même point image (Figure 20 b), forment une hyperbole sur les différentes traces classées en fonction de la distance source-récepteur. L'objectif est de sommer les différents signaux correspondant à un même point (Figure 20 d) afin de réduire le rapport Signal/Bruit, il est alors nécessaire de redresser cette hyperbole (correction NMO : Figure 20 c). Pour cela, il faut déterminer la vitesse quadratique moyenne jusqu'au réflecteur considéré, par analyse de vitesse. Ce traitement est donc fondamental et la qualité du profil final dépendra largement de la finesse et de la précision de cette analyse.

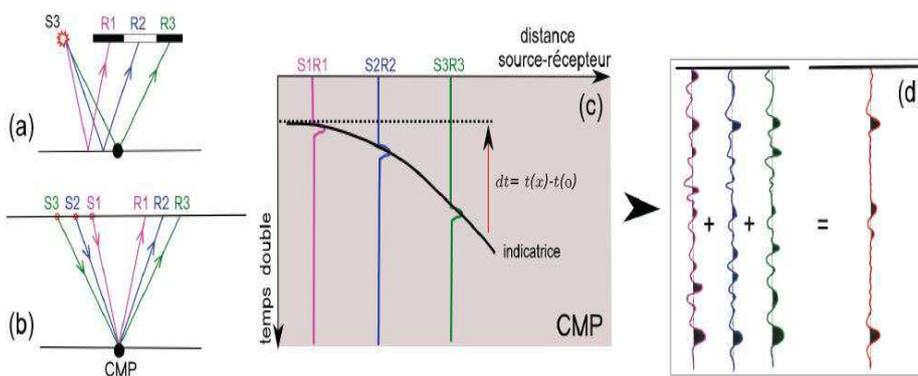


Figure 20 : Trajet de rais pour un CMP (a) Trois trajets de rais pour un même CMP (b). Ensemble des traces pour un même CMP, plus la distance source-récepteur est grande plus le temps du 1^{er} pic de données est grand formant une parabole. La correction NMO permet de redresser ces pics à offset nul. Sommation des traces corrigées donnant la trace rouge (d), d'après Leprêtre,(2012)

Sur les données de la campagne Antithesis, la loi de vitesse a été pointée grâce au logiciel Chronovista sur les 25 traces d'un CMP (*bin*) tous les 200 CMP (*bin*) (Figure 21). Une interpolation linéaire est ensuite réalisée entre les CMP pointés pour étendre la loi de vitesse à l'ensemble des données et permettre la sommation (*stack*).

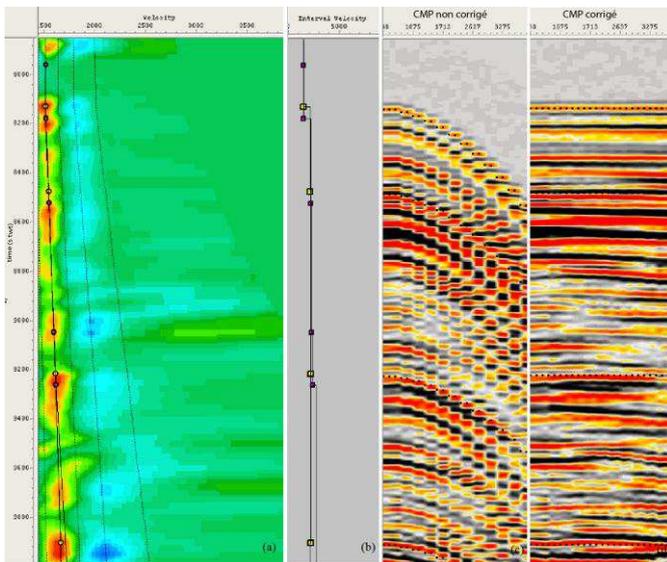


Figure 21 : Interface Chronovista servant à créer la loi de vitesse. Tous les 200 CMP, une analyse de vitesse est effectuée (a), le pointé de vitesse s'effectue sur cette dernière et est représenté à la fois sur les panneaux (a) et (b). Les panneaux (c) et (d) représentent respectivement toutes les traces d'un bin non corrigés et corrigés par la loi de vitesse pointé. Le but étant d'avoir sur les panneaux (d) les réflecteurs les plus horizontaux possibles.

Trois lois de vitesse ont été pointées successivement, une première avec peu de détails, permettant principalement de redresser le fond de la mer et les réflecteurs les plus puissants. La deuxième loi de vitesse pointée reprend la première loi mais elle est affinée car plus resserrée sur le

champ des vitesses possibles, elle va permettre d'améliorer les détails en surface et en profondeur. La troisième loi de vitesse établie à partir de la seconde correspond à un affinage de détails.

- Correction de la divergence sphérique

L'énergie de propagation des ondes est constante mais celle-ci diminue en fonction du volume parcouru qui dépend de la distance à la source. Le principe de la correction de la divergence sphérique est de pallier cette perte d'énergie, notamment en profondeur. Pour cela, on applique la loi de vitesse pointée précédemment qui récupère l'amplitude en profondeur.

- Pointé des mutes

Le pointé des *mutes* (Figure 22) est une des étapes essentielle de l'élimination des bruits et des multiples, après celle du pointé de la loi de vitesse. On effectue d'abord un mute externe en deux étapes. Un premier pointé grossier tous les 200 CMP non corrigé (de la NMO) permet d'éliminer le bruit au-dessus du fond de la mer. Puis un deuxième pointé est effectué sur les mêmes CMP corrigés de la NMO afin d'éliminer l'étirement des réflexions superficielles créé par la correction NMO à grand *offset*. Le pointé du mute interne, effectué aussi sur les mêmes CMP corrigés permet d'atténuer l'amplitude du multiple primaire.

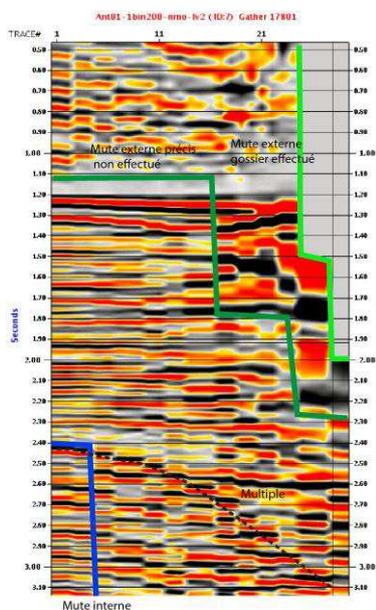


Figure 22 : Application d'un mute externe grossier (vert clair), la création d'un mute externe (vert foncé) due au stretching et d'un mute interne (bleu) afin d'atténuer le signal du multiple (pointillés noirs), Exemple de CMP à faible profondeur.

- Migration des données à vitesse constante après sommation

La section sismique sans ce traitement implique géométriquement une mauvaise position des réflecteurs pentés et des reliefs entraînant une discontinuité des réflecteurs. Le but de la migration est alors de restituer la géométrie du milieu et d'accroître la continuité des réflecteurs (Figure 23). La migration a été effectuée à une vitesse constante (1500 m/s).

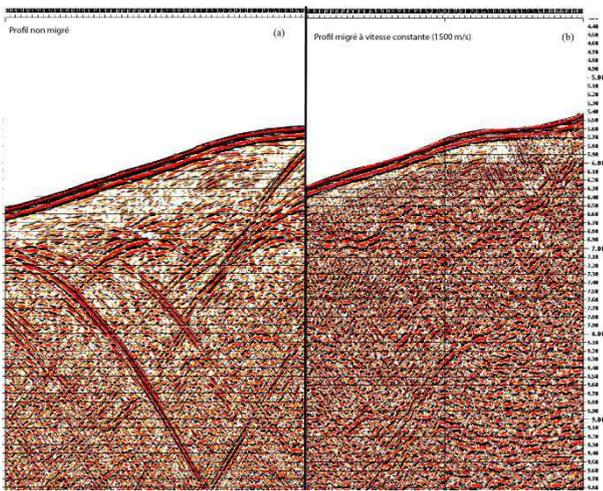


Figure 23 : Représentation d'une partie du profil avant (a) et après migration (b) à vitesse constante (1500 m/s). On observe une amélioration significative de la continuité des réflecteurs après migration.

- Égalisation dynamique

L'égalisation dynamique permet de pallier la perte d'énergie en profondeur. Cette méthode permet de moyennner l'amplitude le long d'une fenêtre coulissante paramétrée en fonction des données. Cette égalisation augmente l'amplitude à forte profondeur et peut-être un désavantage car elle entraîne la perte de hiérarchisation des réflecteurs (lissage des amplitudes). Deux égalisations dynamiques ont été testées (Figure 24), une longueur de fenêtre constante sur les 25 s de signal (b), une petite fenêtre pour le signal peu profond et une grande fenêtre en profondeur (c). Un profil sans égalisation dynamique (a) a aussi été visionné.

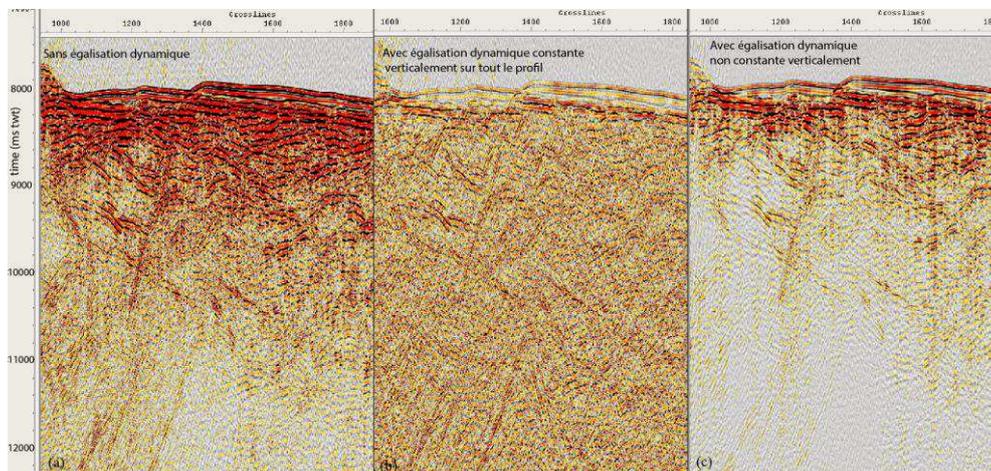


Figure 24 : Portion de la section sismique sans égalisation dynamique (a), avec égalisation dynamique constante verticalement (b), avec égalisation dynamique non constante verticalement (c).

Pour l'interprétation des résultats, nous avons utilisé conjointement les trois profils avec les différentes égalisations. L'ensemble de ces étapes permet d'améliorer significativement le profil sismique par rapport au profil issu de Sispeed (Figure 25 (a) et (b)). Quelques réflecteurs en profondeur ont été révélés et le multiple a été nettement atténué notamment sur la plateforme au sud. D'autres traitements seront utilisés à l'avenir pour réduire encore l'amplitude du multiple et améliorer le rapport Signal/Bruit en profondeur tel qu'une diminution du multiple du fond de l'eau en utilisant sa périodicité ou alors une migration en temps avant la sommation.

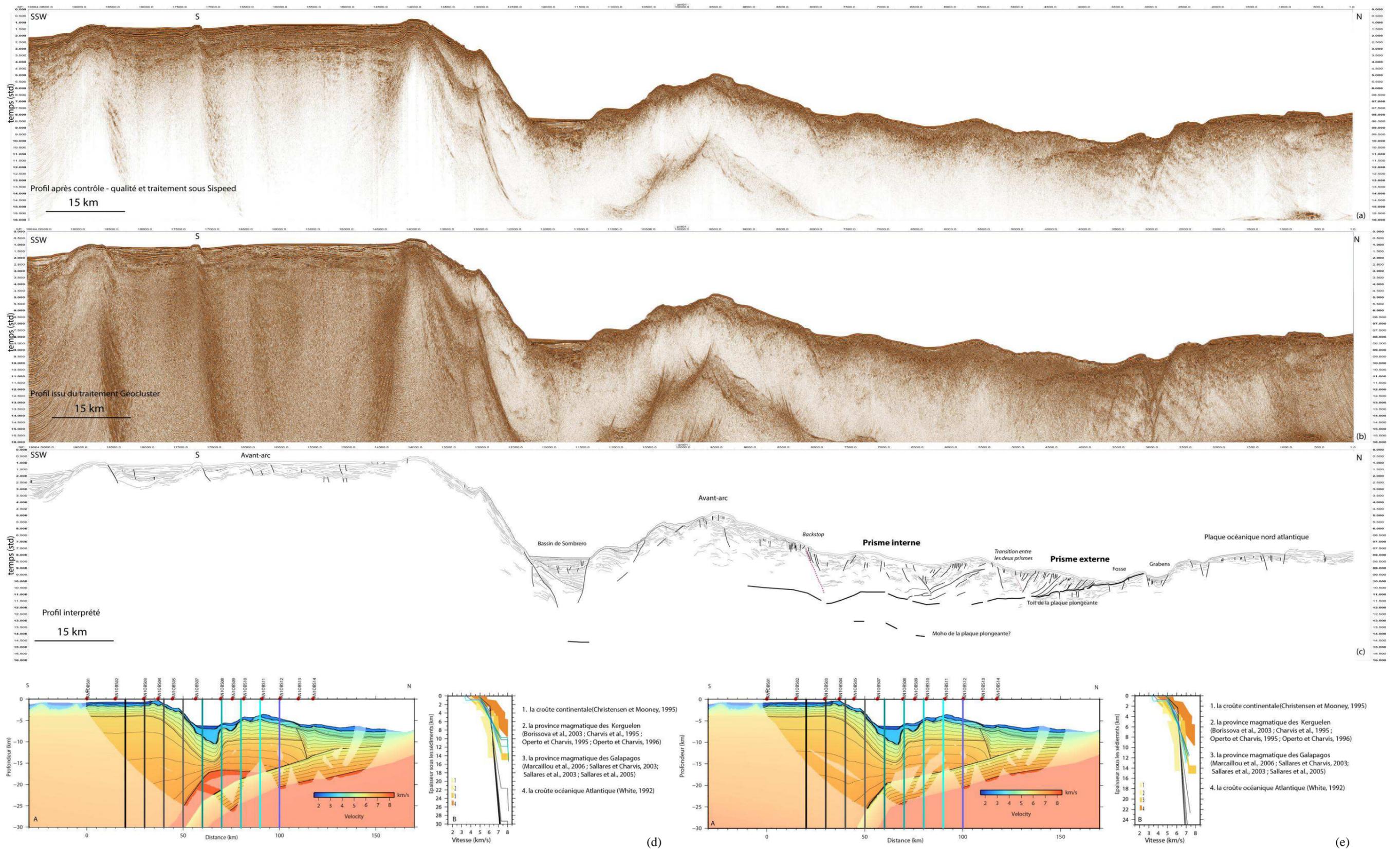


Figure 25 : Ensemble des résultats : de haut en bas, profil sismique SMT à l'issu de traitement Sispeed, profil sismique SMT à l'issu du traitement Geocluster réalisé précédemment. Au niveau de la plateforme on remarque une diminution du multiple qu'on observe sur le profil Sispeed. Profil interprété, on image particulièrement bien le toit de la plaque plongeante, le prisme et l'avant arc entaillé par le bassin de Sombroso. Présentation des deux modèles de vitesse (A) comparé à d'autres lois de vitesses (B). Explications plus précises dans le texte.

IV. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Les planches I et II présentent respectivement le profil sismique non interprété et interprété et la carte bathymétrique dans un plus grand format afin d'aider à la visualisation.

IV.1 LA PLAQUE PLONGEANTE ATLANTIQUE NORD

La croûte océanique atlantique, au nord de notre zone, présente une quantité considérable de reliefs sous-marins (Figures 26 et 27). Ces reliefs asismiques se sont formés au niveau de la dorsale médio-atlantique (Bouysse and Westercamp, 1990) et entrent actuellement en subduction. Des monts sous-marins de forme généralement circulaire présentent des diamètres variant de quelques kilomètres à une dizaine de kilomètres pour une hauteur d'environ 500 m tel que celui situé à la latitude 20,2°N et longitude -63,25°. Des rides d'une longueur d'environ 10 km et d'une direction N30°, ont une orientation sub-perpendiculaire à la fosse formant un angle de 30° - 40° par rapport au vecteur de la convergence des plaques telle que la ride située à 19,8°N et - 63,6°. Des massifs océaniques de dimensions plus importantes sont aussi présents sur la plaque plongeante, tel que le massif situé à la latitude 20,1°N et à la longitude -63,5° qui présente une longueur de 30 km et une hauteur de 1,5 km. A l'approche de la fosse, la plaque plongeante est affectée par de nombreuses failles normales telles que celles observées aux points de tir 2200, 2400, 2800 et 3100 (Figures 26 et 27). Ces failles normales, d'un rejet allant de 1300 m à 1700 m forment des grabens, affectant l'ensemble des reliefs décrits précédemment, s'étendent jusqu'à au moins 70 km au nord de la fosse. Cette fracturation de l'extrados de la plaque plongeante est classiquement attribuée au ploiement de la plaque dans la zone de subduction (Masson, 1991).

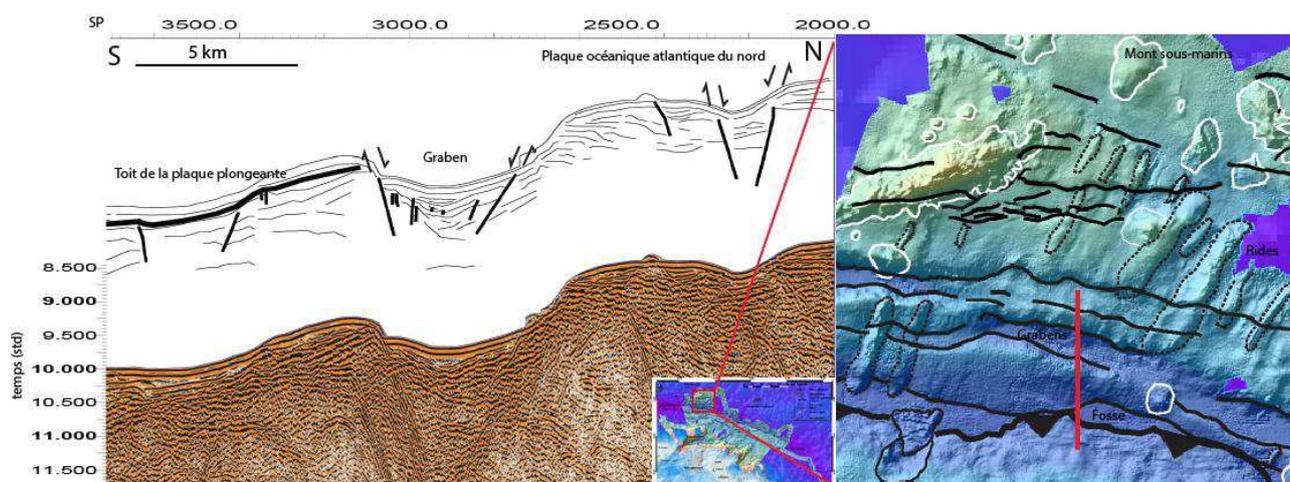


Figure 26 : Zoom du profil SMT et de la carte bathymétrique sur la plaque océanique Amérique du Nord

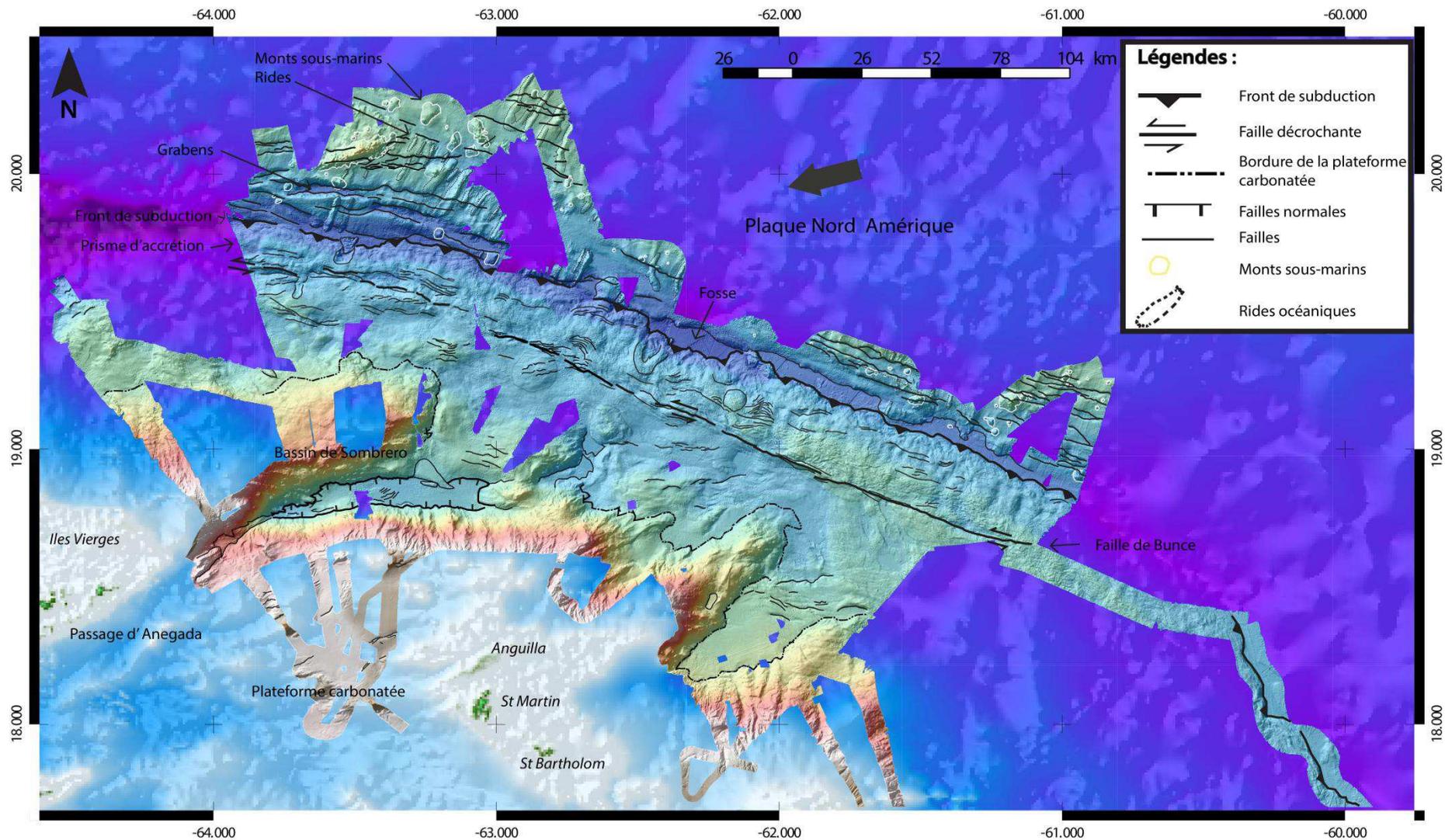


Figure 27 : Carte bathymétrique interprétée. La plaque nord Américaine présente (a) de nombreux monts sous-marins, rides et grabens (issus du ploiement lors du plongement). Au plus proche de la fosse, le prisme d'accrétion est fortement déformé par les aspérités entrant en subduction. On observe une faille décrochante orientée N110° divisée en plusieurs segments qui est l'extension orientale de la faille de Bunce observée au nord de Puerto Rico. De part et d'autre du bassin de Sombrero il existe deux reliefs importants, au sud, il s'agit d'une plateforme carbonatée.

IV.2 LA FOSSE

La fosse, relativement plane à l'est, d'une largeur de 4 à 8 km (Figure 27) est située à environ 7500 m de profondeur. Elle présente peu de sédiments, environ 0,2 std (soit 200 m à une vitesse de 2000 m/s). Entre les longitudes 63,5°N et 62,5°N (Figure 27), la fosse est nourrie d'importants glissements qui affectent la partie frontale du prisme instable. Ces glissements sont généralement provoqués par l'entrée en subduction des aspérités de la plaque plongeante qui déstabilisent le prisme.

IV.3 LE PRISME D'ACCRÉTION

IV.3.1 Identification de la base du prisme ou du toit du panneau plongeant

Le toit de la croûte plongeante est clairement observé sur les 20 premiers kilomètres puis plus difficilement sur les 20 km suivant de la SMT, entre 10 et 11.5 std de profondeur. Il réapparaît peut-être sous le bassin de Sombrero à une profondeur de 14,5 std. Les réflexions sur le toit de la croûte plongeante révèlent une topographie discontinue et faillée correspondant aux reliefs observés sur la plaque Atlantique qui forment des aspérités entrant en subduction. Un chenal de subduction ou une zone de décollement ne sont pas nettement observés, sans doute sont-ils peu épais à inexistantes et perturbés par l'importance des reliefs (Figure 25 (b) et (c)). La base de la croûte de la plaque plongeante, le moho est peut-être identifiée aux points de tir 6300, 6900 et 7400.

IV.3.2 Le prisme d'accrétion

IV.3.2.1 Description

Le front de la marge est caractérisé par une unité d'épaisseur minimale à la fosse augmentant jusqu'à 8 km de profondeur à une distance de 60 km. La vitesse moyenne (environ 3,5 km/s) de cette unité suggère une unité sédimentaire. Un saut de vitesse latérale à 60 km de la fosse (au tir 8300), d'environ 0,5 km/s est identifié par le traitement SGA.

Sur la SMT (Figure 25 (b), (c), (d) et (e)), cette unité sédimentaire montre une première couche de sédiments d'une vitesse d'environ 2,5 km/s pouvant être identifiée comme des sédiments relativement récents. En profondeur, la vitesse varie de 3 km/s à 6 km/s pouvant être identifié comme des sédiments compacts.

L'absence de données de SGA (profondeur trop importante pour les OBS), à proximité de la fosse, ne permet pas d'identifier clairement les variations latérales de vitesse dans le prisme. Cependant, sur la SMT et la bathymétrie (Figures 27 et 28) deux unités principales ont été identifiées. Au plus proche de la fosse, sur 20 km environ, on remarque des écailles charriées les unes sur les autres de plus en plus redressées quand on s'éloigne de la fosse. Il s'agit d'une série de plis rampes formés en séquence le long de grandes failles qui s'enracinent au toit de la plaque plongeante. Ces failles sont faiblement pentées près de la fosse et se redressent dans les parties plus

internes rendant leur observation de plus en plus ardue. Au delà de 20 km de la fosse, on remarque un changement de dynamisme dans la série sédimentaire. En effet, jusqu'à 60 km de la fosse, on repère sous une épaisseur de 0,8 std depuis le fond de la mer, des réflecteurs de forte amplitude peu continus et perturbés par des failles sur environ 1 std à des vitesses sismiques de 4 km/s.

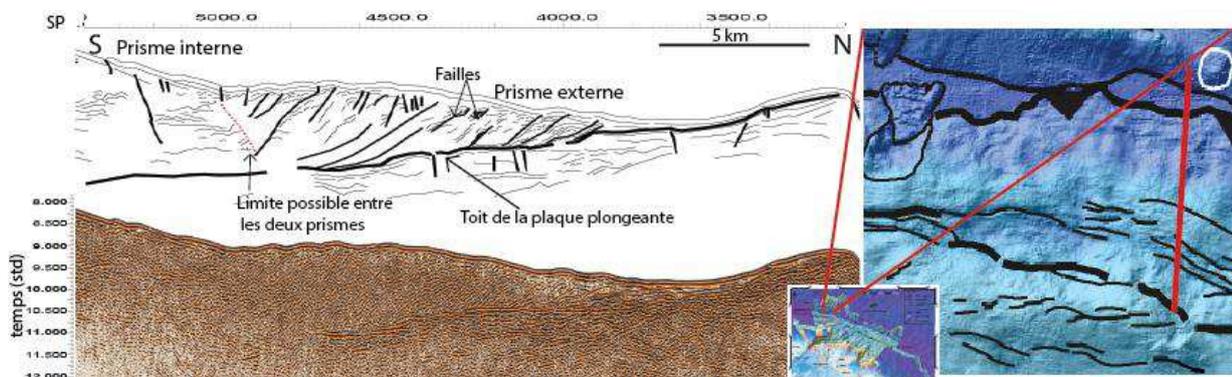


Figure 28 : Zoom sur le front de déformation. On identifie deux prismes, externe et interne (explication dans le texte)

IV.3.2.2 Interprétation

Les vitesses et le faciès acoustique de l'unité frontale indiquent qu'il s'agit d'un prisme d'accrétion séparé du substratum de la marge par le *backstop* associé à un saut de vitesse. Cependant, les fortes vitesses en profondeur dans le prisme suggèrent que celui-ci est consolidé. Une variation de la structure du prisme suggère la présence de deux générations d'écailles sédimentaires, un prisme externe dont la formation est récente et un prisme interne plus ancien et très déformé. Le prisme interne plus consolidé joue le rôle de butoir sur lequel viennent se déformer les sédiments récents du prisme externe.

IV.3.3 La faille de Bunce

IV.3.3.1 Description

Sur la carte bathymétrique (Figure 27), on repère sur 250 km et à 25 km environ de la fosse une faille quasiment parallèle au front de subduction. De petites failles cisailantes de type Riedel sont associées à ce grand décrochement. A l'ouest de la longitude 63°W, cette faille jusqu'alors continue devient plus diffuse, on repère seulement un réseau de failles sur 80 km et à environ 10-15 km du front de subduction. Sur le profil 01 (Figure 25 (b) et (c)), cette faille peu visible, probablement en raison de sa verticalité, semble coïncider avec la transition entre les deux prismes décrits précédemment.

IV.3.3.2 Interprétation

Les grandes failles cisailantes jalonnent souvent les zones de subduction affectées d'une convergence oblique (Lallemand, 1999). Ces décrochements se mettent généralement en place à la faveur des zones de faiblesse, dans le bassin arrière-arc, près de l'arc volcanique ou dans le prisme d'accrétion. Dans le cas de la zone de subduction des Petites Antilles du Nord, la faille décrochante

se situe dans le prisme d'accrétion. Précisément, elle délimite ici une zone, encadrée par le front de subduction et par la faille cisailante qu'on peut appeler une lanière d'avant-arc. Une faille semblable a déjà décrite plus à l'ouest sur 535 km et à une distance de 10-15 km de la fosse; il s'agit d'une faille décrochante sénestre (Ten Brink et al., 2004), nommée récemment la faille de Bunce (nom de la pionnière géophysicienne étudiant la fosse de Puerto Rico dans les années 50). Cette faille pénètre dans le prisme sur 5 km jusqu'au toit de la plaque plongeante (Ten Brink et al., 2004) au nord de Puerto Rico. On constate une disposition équivalente sur les profils sismiques réflexion situés plus à l'est (Annexe VIII). Cette faille se serait mise en place dans une zone de faiblesse à la transition entre le prisme externe peu consolidé et le prisme interne plus ancien et consolidé. Son activité actuelle est probablement liée à l'obliquité de la subduction; ce qui est en accord avec les mesures de GPS et les mécanismes au foyer (Ten Brink and Lin, 2004).

IV.4 LE DOMAINE AVANT-ARC

IV.4.1 Nature du domaine avant-arc

IV.4.1.1 Description

Le domaine avant-arc est imagé sur 150 km jusqu'au nord d'Anguilla (Figure 25). Il présente 4 couches de vitesses sismiques clairement identifiées par la SGA (Figure 25 (d) et (e)) (et la SMT pour les premières). La première, avec une vitesse de 2,5-3 km/s, est identifiée comme des sédiments. La 2^{ème} couche a une vitesse de 3,5 km/s et les 3^{ème} et 4^{ème} couches ont des vitesses allant de 4 à 6,5 km/s pour la partie la plus proche du *backstop* et de 5 à 6,5 km/s pour la partie la plus éloignée identifiée comme la croûte. Les épaisseurs des différentes couches et la bathymétrie présentent des variations conjointes. Au sud du bassin de Sombrero, la profondeur d'eau moyenne est de 800 m et l'épaisseur de la croûte est au minimum de 20 km car le moho n'a pas été imagé. Au nord du bassin, la profondeur d'eau atteint 4 km et l'épaisseur de la croûte est de 12 km. Malgré les variations d'épaisseur, le bassin avant-arc ne montre pas d'importantes variations latérales de vitesse de la croûte située au sud et au nord du bassin de Sombrero. Des profils 2D de vitesse ont été réalisés tous les 10 km depuis la plateforme jusqu'au *backstop* sous les couches sédimentaires puis comparés aux vitesses de croûtes continentales (Christensen and Mooney, 1995), de provinces magmatiques (*LIP, Large Igneous Province*) (Kerguelen (Borissova et al., 2003; Charvis et al., 1995; Operto and Charvis, 1996; Operto and Charvis, 1995) et Galápagos (Marcaillou et al., 2006; Sallarès and Charvis, 2003; Sallarès et al., 2003)) et de croûte océanique (White, 1992) (Figure 25 (d) et (e)). Les vitesses observées ont une affinité prédominante avec les provinces magmatiques, que ce soit au nord ou au sud du bassin de Sombrero.

Sur le profil SMT (Figure 25 (b) et (c)) plusieurs faciès ont été différenciés :

- La 1^{ère} unité montre des réflecteurs quasiment continus soit sur une faible épaisseur (0,5 std) soit sur une forte épaisseur (2 std) dans les bassins à l'extrémité sud du profil. Cette unité correspondrait à du remplissage sédimentaire.

- La 2^{ème} unité sous la 1^{ère} montre des réflecteurs discontinus affectés par de nombreuses failles.

- Sous la 2^{ème} unité, il est très difficile d'identifier les réflecteurs à cause des multiples et de la faible amplitude des réflecteurs

IV.4.1.2 Interprétations

Les données du forage SB1 sur le banc de Saba (sud de l'île du même nom) montre une séquence carbonatée sur au moins 2500 m d'épaisseur datée au plus profond de l'Éocène (Houlgatte, 1983). Au nord du banc de Saba et au sud du profil 1 se trouve la dépression de Kallinago identifiée comme la limite entre les deux arcs volcaniques des Petites Antilles (Houlgatte, 1983).

L'ensemble de l'avant-arc pourrait donc être constitué de roches magmatiques de l'ancien arc volcanique qui a fonctionné à l'Éocène recouvert d'une épaisse plateforme carbonatée post-Éocène. Les fortes vitesses observées (3,5 km/s) dans les premières couches semblent concordantes avec la présence d'un faciès carbonaté.

IV.4.2 Le bassin de Sombrero

IV.4.2.1 Description des deux modèles SGA

Dans le bassin de Sombrero, on observe une croûte épaisse d'environ 7 km avec des vitesses sismiques allant de 4 à 7 km/s. Pour l'un des modèles, la croûte plongeante se situe au contact de la croûte de l'avant arc (modèle 2), alors que pour l'autre (modèle 1), une zone à forte vitesse (8 km/s) et d'une épaisseur d'environ 5 km est imagée au même endroit sur la SGA (Figure 25 (d) et (e)). Parallèlement, la pente du plongement de la plaque est donc différente pour les deux modèles, il est de 10,3° pour le modèle 1 et de 6,3° pour le modèle 2.

IV.4.2.2 Interprétation

Cette zone à forte vitesse (environ 8 km/s) sous le bassin de Sombrero pourrait s'apparenter à du manteau lithosphérique. Cette hypothèse est plutôt concordante avec les modèles tomographiques des profils 01 et 03 (à la limite ouest du bassin de Sombrero) (Annexe VI) qui présente aussi une zone de forte vitesse sous le bassin de Sombrero à une profondeur de 15 - 20 km, réalisés sans à priori.

IV.4.2.3 Description du bassin de Sombrero

Le bassin de Sombrero, large de 11 km et s'allongeant sur 77 km selon une direction E-W correspond à la zone de plus forte profondeur de l'avant arc avec une profondeur 6500 m. La pente

sud séparant le bassin de la plateforme d'Anguilla est entaillée par de nombreux canyons, apportant sans doute la majorité des sédiments issus du démantèlement de la plateforme carbonatée (Jany, 1989). Ce bassin, asymétrique, bordé par deux failles majeures au nord et au sud, est rempli d'une épaisse série sédimentaire, d'environ 4 km (3 std) avec des vitesses sismiques comprises entre 2 et 3 km/s. Deux petits bassins situés sur la pente nord du bassin de Sombrero sont structurés par une faille normale à pendage sud et présentent une épaisseur sédimentaire d'environ 2 km. Par l'ampleur des failles jalonnant les deux petits bassins, ils se seraient mis en place associées à celle du bassin de Sombrero. Une érosion serait à l'origine du peu de sédiment dans ces bassins.

Ce dernier présente probablement trois phases de remplissages majeures au-dessus du socle (1). L'unité (2) (en discordance sur l'unité 1) montre sur 1,5 std des réflecteurs continus de forte amplitude et en éventail avec une inclinaison globale vers le nord venant buter contre la faille nord. L'unité (3) présente sur 0,5 std des réflecteurs de forte amplitude et des niveaux transparents dont le pendage est globalement vers le sud et venant en *onlap* sur l'unité (2). A l'extrémité sud du bassin à la base de l'unité (3), on repère un ensemble de réflecteurs chaotiques sur environ 0,2 std. L'unité (4) présente des réflecteurs de fortes amplitudes, lités et subhorizontaux en discordance sur l'unité (3). Ces réflecteurs et le fond de la mer ne présentent aucune trace de déformation tectonique

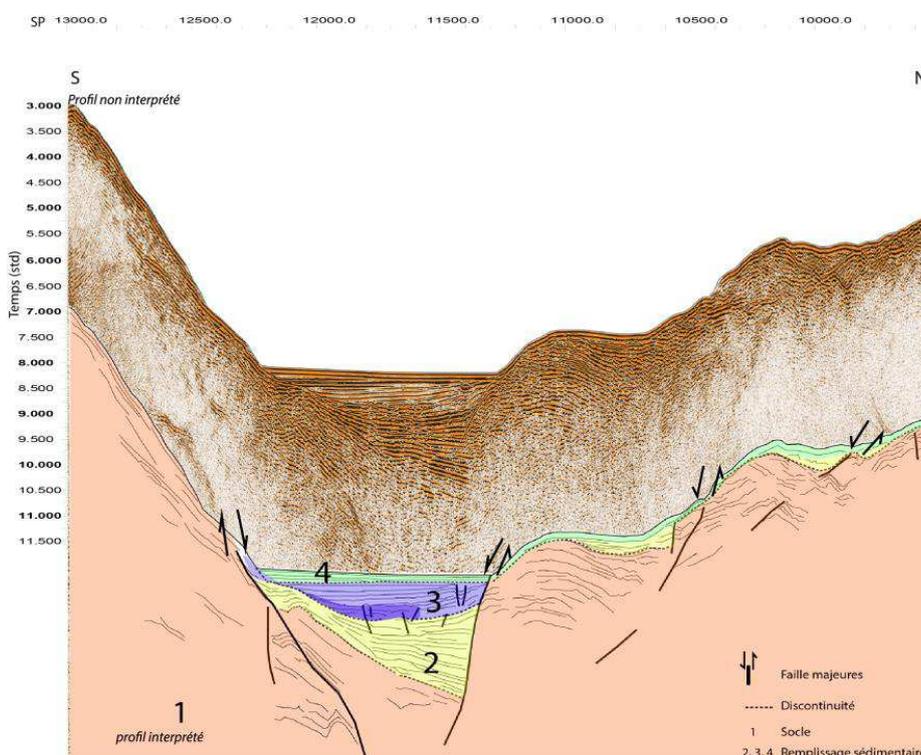


Figure 29 : Profil sismique non interprété et interprété du bassin de Sombrero. On peut voir l'important remplissage à l'intérieur du bassin. Trois phases de remplissages ont été distinguées (explication dans le texte et figure 30)

IV.4.2.4 Interprétation

Le remplissage du bassin de Sombrero ainsi que sa formation peuvent être expliqués de la manière suivante (Figure 30).

A un temps t dont nous discuterons plus loin, un soulèvement au Nord (étape 2) entraîne une rupture du socle (1) par plusieurs failles majeures de pendage sud. L'unité (2) serait un remplissage important syn-tectonique (étape 3). L'épaisseur importante de sédiment entraîne certainement une subsidence (étape 4 à 6) mise en évidence dans le bassin des Iles Vierges (subsidence de 2,27 km (Jany, 1989)). Un abaissement du domaine sud aurait entraîné un éboulement au sud remplissant une partie du bassin en même temps qu'un remplissage syn-tectonique, en discordance sur l'unité précédente (étape 5). Cet abaissement est certainement dû à la formation d'une deuxième faille majeure à pendage nord, au sud du bassin et de la subsidence de l'ensemble de l'avant-arc. Pour finir, un remplissage post déformation scellerait l'activité tectonique majeure du bassin (étape 6).

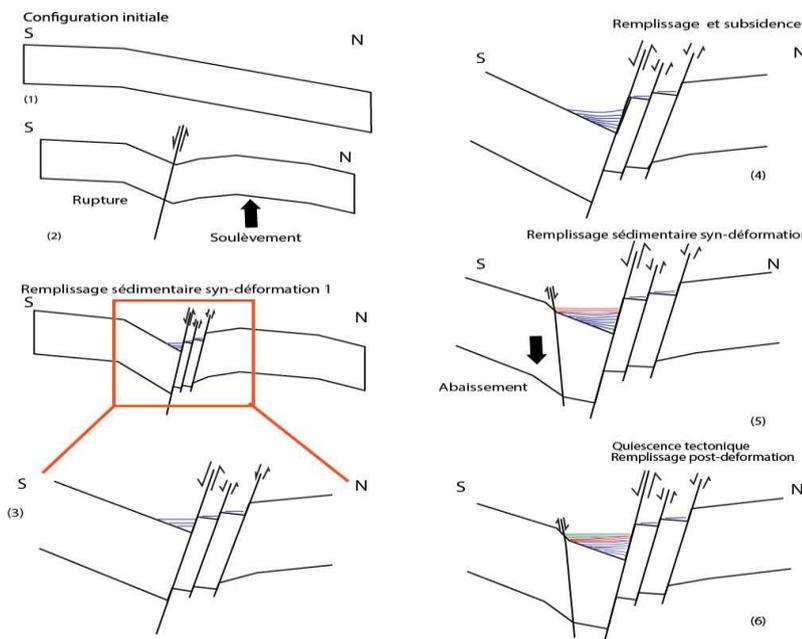


Figure 30 : Schéma illustrant la formation du bassin de Sombrero. La configuration initiale a été choisie ainsi car on se trouve au sud sur la plateforme carbonatée, proche de la surface et le fond s'approfondit en direction du Nord. Explication dans le texte.

V. DISCUSSION

Les résultats de ce travail nous amènent à nous poser des questions sur l'évolution tectono-sédimentaire, spatiale et temporelle de l'avant arc de de la zone de subduction des Petites Antilles du Nord. Nous nous interrogeons tout particulièrement sur l'impact de l'obliquité de la convergence et du couplage interplaque sur cette évolution. La signification physique du couplage est aujourd'hui très discutée suivant l'échelle de temps ou d'espace à laquelle on l'observe. Dans cette discussion, nous cherchons donc à aborder cette question à différentes échelles.

V.1 COUPLAGE AU FRONT DE SUBDUCTION

La carte bathymétrique (Figure 27) révèle l'existence d'une grande faille cisailante sénestre à 20 km environ de la fosse qui s'étend de 61°W à 68°W et n'est pas présente dans les Petites Antilles centrales : elle s'anastomose dans le prisme en face d'Antigua-Barbuda. Cette faille se localise à la transition entre deux prismes probablement d'origine sédimentaire. Ce type d'objet a déjà été observé dans d'autres zones de subduction comme aux Cascades, Hikurangi et Sunda

(Wang and Hu, 2006). Dans ces exemples, le prisme externe, est caractérisé par une série d'imbrications de failles en pli rampe. Lorsque ces failles atteignent le décollement ce sont des splay faults. Le prisme interne est généralement composé de sédiments plus âgés accrétés et consolidés permettant par-dessus la mise en place de petits bassins d'avant arc.

Cette faille, peu visible sur le profil Ant01 est clairement imagée par d'autres profils SMT de la campagne que j'ai pu traiter à bord. Ces profils dont l'interprétation va au-delà de l'objectif de ce rapport montre que cette faille affecte toute l'épaisseur de la plaque chevauchante (5 km) jusqu'à l'interplaque (Annexe VIII). Dans notre zone d'étude aucune activité sismologique ne semble être associée à cette faille. En revanche son prolongement occidental, au nord des Iles Vierges à une vingtaine de kilomètres au sud de la fosse de Puerto Rico est affecté par des mécanismes décrochants sénestres (Figure 8b). La convergence oblique de la plaque nord américaine est alors certainement accommodée par cette faille décrochante pour sa partie frontale. Une étude détaillée des vecteurs de convergence par rapport au vecteur de glissement permettrait d'estimer le taux de partitionnement.

Le fonctionnement de cette faille implique qu'il existe un couplage entre le prisme et la plaque plongeante dans sa partie frontale puisque le prisme externe se trouve entraîné par la plaque plongeante à la faveur de l'obliquité croissante. Ce couplage partiel est de la même nature que celui qui permet la déformation dans le prisme d'accrétion, il dépend beaucoup du coefficient de friction entre les plaques et aussi du pendage du toit de la plaque plongeante. En effet, un faible coefficient de friction n'entraîne pas de partitionnement mais seulement une déformation élastique de la partie frontale (Figure 31 a). Au contraire, seul un coefficient de friction important produit un partitionnement (Figure 31 b) tout comme le charriage des unités sédimentaires du prisme les unes sous les autres (Lallemand, 1999).

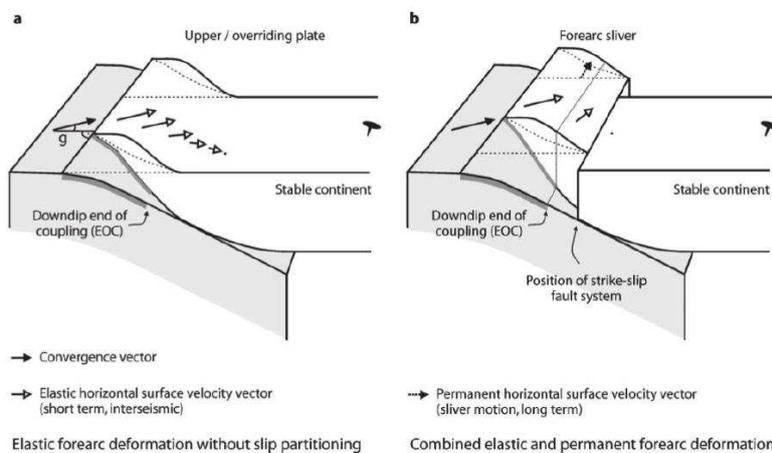


Figure 31 : Exemple de convergence oblique de la subduction, (a) déformation élastique de l'avant-arc, (b) déformation de l'avant arc par accommodation d'une faille cisailant parallèle à la fosse d'après Hoffman-Rothe, (2006).

V.2 ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE À L'ÉCHELLE DE L'ARC

L'évolution de l'arc à la transition entre les Grandes et les Petites Antilles est conditionnée par le couplage à long terme entre les plaques qui va déterminer la déformation cumulée quelle qu'en soit l'origine. Après avoir fait le point sur la nature de l'arc, nous discuterons de l'évolution du bassin de Sombrero qui sera comparé à celui des Iles Vierges. A partir de ces éléments nous discuterons de la signification du passage d'Anegada et de la transition des Petites aux Grandes Antilles.

V.2.1 *Nature de l'avant-arc*

D'après nos résultats et les données bibliographiques, l'avant-arc des Petites Antilles du Nord correspond à l'ancien arc volcanique ayant fonctionné à l'Éocène et dont la limite serait située près du banc de Saba. Le forage sur le banc de Saba (sud du profil 01) a identifié une plateforme carbonatée épaisse de 2500 m reposant probablement sur une base magmatique (Houlgatte, 1983). De plus les îles antillaises présentent à terre des formations carbonatées post-Éocène sur une base volcano-sédimentaire Crétacé-Éocène (Houlgatte, 1983) (dont nous ne détaillerons pas les différentes séries ici). L'avant-arc de la marge Nord des Petites Antilles est certainement constitué d'une base magmatique, au-dessus, on retrouve cette série carbonatée d'une épaisseur variable (plus ou moins 1 km) et une sédimentation récente. L'ensemble de la tectonique formant le passage d'Anegada (voir paragraphe suivant) aurait affecté l'ensemble de cette série carbonatée par de nombreuses failles. Enfin, la nature de la croûte de l'avant-arc ne présente pas de caractéristiques de vitesses très différentes de part et d'autre du bassin ce qui nous amène à discuter de sa formation.

V.2.2 *Le bassin de Sombrero*

L'avant-arc est profondément marqué par un bassin majeur qui le divise. Comme montré dans la partie résultat (parties IV.4.2.3 et IV.4.2.4), c'est le jeu principal de la faille située au nord du bassin de Sombrero qui semble conditionner sa formation en réponse à un soulèvement différentiel et plus important du Nord de l'avant-arc.

L'importance et l'ampleur de la tectonique décryptée par les données (parties IV.4.2.3 et IV.4.2.4) suggèrent un événement à l'échelle du Nord de l'arc, lié à la subduction et incompatible avec le passage en subduction de petits reliefs sous-marins.

En revanche, une ride asismique de 1,5 km de hauteur (la Main Ridge) actuellement décrite sous l'avant arc au nord de Puerto Rico (McCann and Sykes, 1984) se trouve aussi à la terminaison de la plateforme des Bahamas. Au Miocène, la plateforme carbonatée des Bahamas entre en collision avec la fosse de Puerto Rico tandis que la Main Ridge entrerait en subduction (McCann and Sykes, 1984). La collision de la plateforme carbonatée des Bahamas serait à l'origine de la rotation du «bloc» Puerto Rico Iles Vierges (Mann et al., 2005) alors que la subduction de la Main

Ridge pourrait être la cause du soulèvement du «bloc» entraînant l'ouverture du bassin de Sombrero et expliquant les dépôts syn-tectoniques observés à la partie IV.4.2.3. L'étude de la présence ou non des soulèvements des îles aux alentours pourraient être enclin à confirmer cette hypothèse

Le contrôle tectonique du remplissage sédimentaire des bassins est également identifié dans le bassin des Iles Vierges par Jany, (1989) où les dépôts sont datés de l'Oligocène au Miocène inférieur, période pendant laquelle a lieu la collision du banc de Bahamas avec la marge nord et donc la subduction de la Main Ridge. Il paraît donc intéressant de comparer le bassin des Iles Vierges et le bassin de Sombrero dont l'histoire serait associée.

V.2.3 Comparaison bassin des Iles Vierges/bassin de Sombrero

Le bassin des Iles Vierges (Figure 7), terminaison sud du passage d'Anegada, présente des caractéristiques similaires mais aussi des différences par rapport au bassin de Sombrero (Tableau 2).

<u>Caractéristiques</u>	<u>Bassin des Iles Vierges</u>	<u>Bassin de Sombrero</u>
Profondeur du bassin	4500 m	6500 m
Forme et Dimension (longueur*largeur)	Losangique (E-W) 75 km * 20 km	Losangique (E-W) 77 km * 11 km
Morphologie verticale	Bassin asymétrique	Bassin asymétrique
Failles majeures	Sur la bordure sud : rejet vertical important Sud la bordure nord : ensemble d'accidents verticaux	Bordure sud et bordure nord : failles majeures à rejet verticaux
Bassin central avec un remplissage sédimentaire d'au moins 2 std	réflecteurs principalement pentés vers le sud, déformation marquant un épisode compressif	réflecteurs principalement pentés vers le nord
Bassins sédimentaires perchés avec peu de remplissage (0,5std)	Sur la marge sud	Sur la marge nord
Sismicité	Locale et actuelle sur la bordure nord + tsunamogène (séismes de 1867)	Pas d'évidence flagrante
Données réfractions	Vitesse de 7,33 km/s à 10 km sous le bassin	Vitesse de 6,3 km/s (modèle 1) et vitesse de 6,0 km/s (modèle 2) à 10 km sous le bassin

Tableau 2: Comparaison des caractéristiques du bassin des Iles Vierges et du bassin de Sombrero

L'analogie entre les deux bassins permet d'envisager une formation synchrone avec des forces en extension à même de créer l'ensemble des failles normales à fort rejet sur leurs flancs nord et sud. Cependant, la différence de sens de pendage des réflecteurs du remplissage sédimentaire montre une déformation différente de la croûte au nord et au sud de l'arc suite au passage de la Main Ridge qui peut être expliquée par une réponse crustale différente à l'avant- et l'arrière-arc volcanique.

V.2.4 Formation du passage d'Anegada

A cette époque (Oligocène à Miocène inférieur), de grands changements ont eu lieu dans tout l'arc antillais comme l'arrivée en subduction des rides de Tiburon et Baracuda dans les Petites Antilles centrales (Bouysse and Westercamp, 1990; Pichot, 2012) avec la migration de l'arc volcanique tandis qu'au nord (Mann et al., 2005), c'est la collision du banc de Bahamas et la subduction de la Main Ridge qui vont probablement contrôler l'ouverture des bassins à la courbure de l'arc.

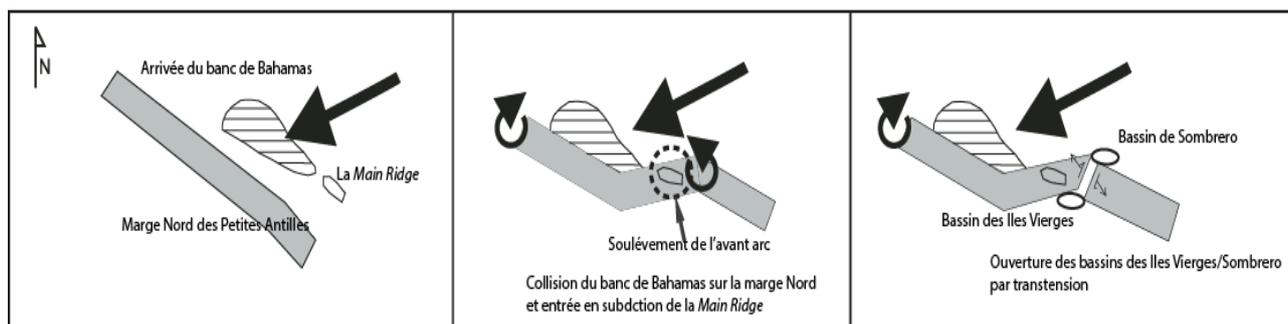


Figure 32 : Schéma interprétatif illustrant l'arrivée du banc des Bahamas et de la subduction de la Main Ridge au Miocène. Ils entraînent la rotation et le soulèvement de la marge favorisant la création des bassins.

La collision du banc de Bahamas et la subduction de la Main Ridge entraîne la rotation du bloc PRIV (Mann et al., 2005). Elle produit à la fois une extension NE – SW (Feuillet et al., 2002; Jansma et al., 2000; Jany et al., 1990; Masson and Scanlon, 1991) formant le passage d'Anegada ainsi qu'un mouvement décrochant dextre créant les bassins (en accord avec la rotation du bloc PRIV et de la forme rhomboïdale des bassins (Jany, 1989) (Figure 32). Cependant, une étude récente (Raussen et al., 2013) propose un mouvement sénestre du passage d'Anegada (Figure 33).

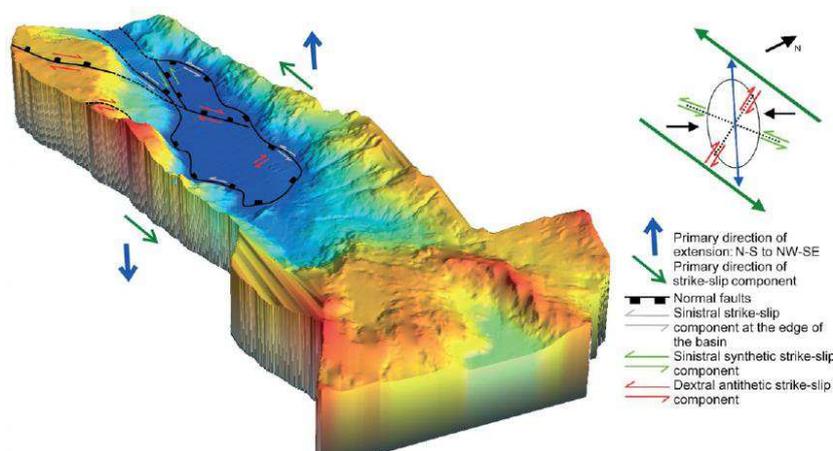


Figure 33 : modèle tectonique du bassin des Iles Vierges proposés par (Raussen et al., 2013). Ils proposent une extension NW-SE associée à un système décrochant sénestre.

Enfin, le remplissage des deux bassins identifie deux phases principales syn-tectoniques certainement dues à un soulèvement plus important du Nord de l'avant-arc dans un premier temps et à une subsidence dans un deuxième temps.

V.2.5 Bloc PRIV

Sur nos données, pour le bassin de Sombrero, la dernière phase de remplissage s'apparente à un drapage et ne semble pas associer une activité tectonique majeure (Figure 8). Les dernières données GPS le long de la limite est séparant les Grandes des Petites Antilles prouve un déplacement entre le bloc PRIV et Caraïbe relativement faible, le déplacement est inférieur à l'ellipsoïde d'erreur (Figure 34). Ces observations montrent une limite est du bloc actuelle beaucoup plus réduite et moins active qu'à l'époque de la formation du passage.

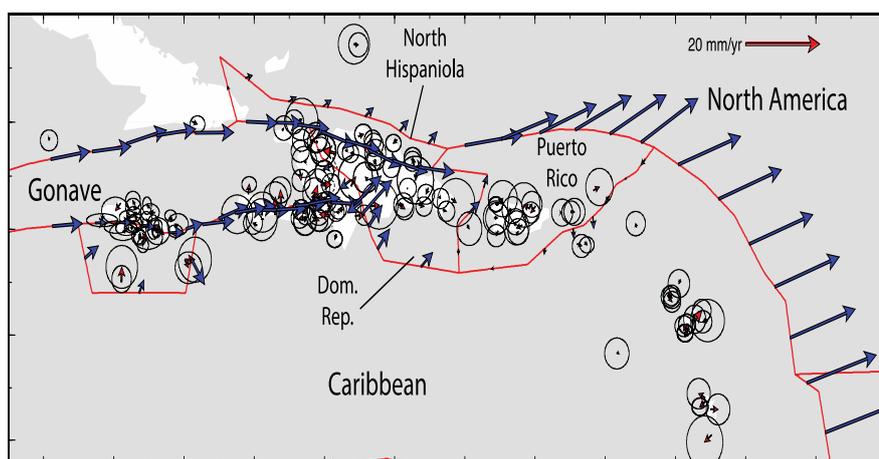


Figure 34 : Modélisation du déplacement des blocs à partir d'analyse de données GPS, d'après S. Symithe, (com pers de E. Calais)

V.3 ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE À L'ÉCHELLE DU CYCLE SISMIQUE

V.3.1 Zone sismogène et grands séismes : couplage sismique ?

Le cycle sismique correspond à un cycle de chargement et déchargement des contraintes cumulées pendant la phase inter-sismique le long d'une faille bloquée de manière transitoire. L'interface de subduction autrement dit la limite interplaque peut répondre à ce type de fonctionnement à l'origine des grands séismes de subduction. Dans l'arc des Antilles en particulier dans le secteur d'Anegada où la sismicité est modérée, l'existence de grands séismes de subduction est remise en question par les derniers résultats GPS et l'incertitude sur les événements historiques. On peut dès lors formuler deux hypothèses :

V.3.2 Système découplé sismiquement

Si on considère les données GPS récentes (Figure 35), les données observées semblent mieux prédites par un modèle découplé de la subduction que ce soit au niveau des Iles Vierges ou au niveau de la Guadeloupe. Ceci signifierait que le couplage ne se fait pas à l'échelle du cycle sismique et donc qu'il n'y a pas de zone bloquée le long de l'interface de subduction du moins sur la période d'observation.

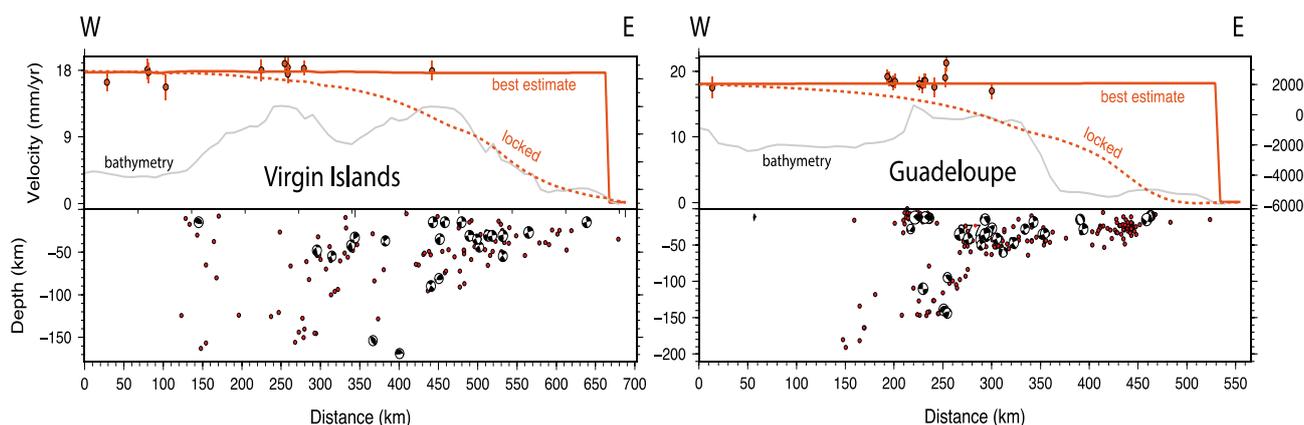


Figure 35 : Estimation du couplage dans les Petites Antilles (dans les Iles Vierges et en Guadeloupe) à partir des données GPS, d'après S. Symithe, (com pers d' E.Calais)

Cependant, cette subduction présente de nombreuses caractéristiques communes avec celles qui génèrent des grands séismes de subduction (Nankai, Sunda, Cascades...), en particulier avec la présence d'un prisme interne et d'un prisme externe (d'ailleurs partiellement couplé : faille de Bunce) mais ne présente pas de grands séismes de subduction. Il s'agit alors de comprendre cette situation particulière. Les seules pistes que l'on peut formuler pour cette situation sont liées 1) aux spécificités de la plaque plongeante 2) aux spécificités de l'arc, 3) aux propriétés du chenal de subduction. A ce stade de l'étude, seul la faiblesse du pendage, l'importance des reliefs océaniques, et le peu de sédiments sont des éléments qui permettent d'expliquer ce découplage sismique de l'interplaque.

V.3.3 Système couplé

Compte tenu de la durée d'observation, on ne peut pas exclure que les données GPS représentent un régime transitionnel dans l'histoire sismique des Petites Antilles et que cette subduction ait pu tout de même générer par le passé des grands séismes de subduction (1843 et 1839) (HDR N. Feuillet, 2014; Bernard and Lambert, 1988; Dorel, 1981). Pour cela, il est nécessaire de considérer l'existence d'une zone sismogène dont les limites sont aujourd'hui très discutées. Si le contrôle thermique apparaît toujours comme un facteur prépondérant ((Gutscher et al., 2013) pour les Petites Antilles), le contrôle structural pour la connaissance de la nature de la limite interplaque et de son évolution est fondamentale (Dessa et al., 2009; Klingelhoefer et al., 2010).

V.3.3.1 Limite supérieure

La présence d'une grande faille décrochante séparant le prisme externe du prisme interne correspond à un changement important de modalité du couplage physique entre les deux plaques (voir IV.3.3 et V.1). Par conséquent, elle pourrait constituer une zone favorable à la limite supérieure de la zone sismogène. En effet, une transition entre un prisme interne et externe pourrait contrôler la limite supérieure de la zone sismogène (Wang and Hu, 2006) avec une zone découplée

sismiquement sous le prisme externe et couplée sismiquement sous le prisme interne (Figure 36). Si tel est le cas, dans le nord des Petites Antilles la limite supérieure de la zone sismogène serait à une profondeur d'environ 2,3 std (environ 4 km) sous le prisme et à une distance de 20 km de la fosse. Ceci définirait une zone sismogène particulièrement étendue vers la fosse, notamment en comparaison du segment des Petites Antilles centrales où, la limite supérieure (déterminée par l'isotherme 100-150°C) se situe à 80-150 km de la fosse sous une épaisseur du prisme très faible (2 km) (Gutscher et al., 2013).

Cependant, les résultats préliminaires des modélisations thermiques montrent que les Petites Antilles du Nord présentent une structure thermique particulièrement froide (Marcaillou, Com Pers). Cela impliquerait que les températures capables de générer du glissement sismogène se situeraient à plus grande profondeur.

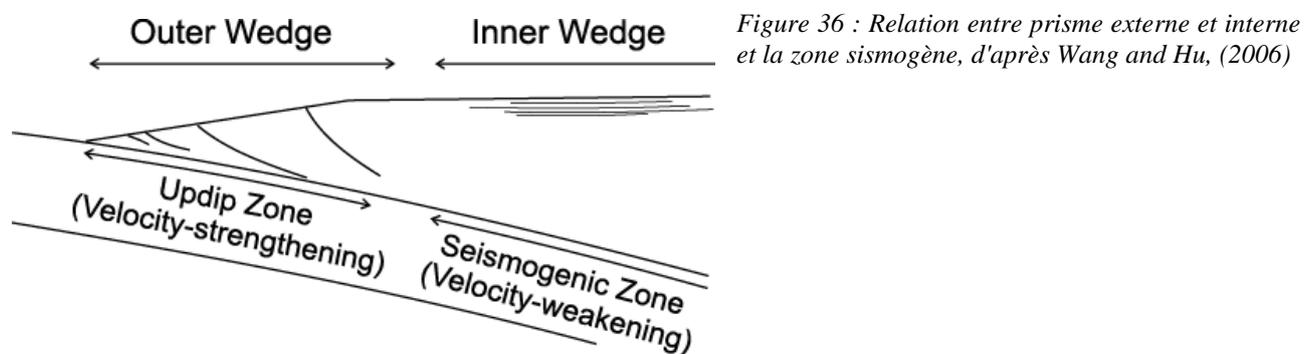


Figure 36 : Relation entre prisme externe et interne et la zone sismogène, d'après Wang and Hu, (2006)

V.3.3.2 Limite inférieure

Compte tenu de l'évolution des propriétés mécaniques des minéraux situés à l'interface de subduction, il a souvent été considéré que la transition entre la base de la croûte et le coin mantellique pouvait correspondre à la limite inférieure de la zone sismogène (Hyndman and Peacock, 2003). Par conséquent, on a toutes les raisons de penser que cette limite s'étend au moins jusqu'à la base de la croûte. L'étude de la thermicité donne une limite inférieure fortement dépendante de la position du coin mantellique et donc à la transition plaque plongeante-manteau (Gutscher et al., 2013). Cependant, les travaux effectués après le séisme à Sumatra (2004) (Dessa et al., 2009; Klingelhoefer et al., 2010) ont démontré que ce dernier aurait pu se nucléer à l'interface manteau-plaque plongeante. Dans le cas où, le modèle 1 serait privilégié, la limite inférieure de la zone sismogène serait à une profondeur minimale de 17 km, tandis qu'avec le modèle 2, la limite inférieure de la zone sismogène serait à une profondeur beaucoup plus importante. Enfin, une étude plus détaillée de la thermicité et des profils SGA à l'ouest permettront de préciser cette limite.

VI. PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS

Pour conclure, l'étude détaillée d'un profil N-S de sismique réflexion et réfraction coïncidents ainsi que la bathymétrie locale et la comparaison avec les profils adjacents ont permis d'éclaircir plusieurs points sur la marge Nord des Petites Antilles. Le passage d'Anegada et les bassins associés (bassin de Sombrero et bassin des Iles Vierges) se sont formés par une extension NW-SE associée à un décrochement dextre au Miocène, formant ainsi deux bassins très profonds avec un remplissage sédimentaire de plusieurs kilomètres. Cette déformation est certainement associée à l'arrivée en subduction à cette même période de la Main Ridge provoquant une rotation et un soulèvement de l'avant-arc. Le bassin de Sombrero affecte très profondément la croûte de l'avant-arc, de même nature de part et d'autre de celui-ci. L'avant-arc est formé d'un socle magmatique lié au volcanisme de l'arc externe antillais ayant fonctionné de l'Éocène à l'Oligocène. Au-dessus, se présente une vaste plateforme carbonatée post-Éocène de plusieurs kilomètres retrouvée aussi sur l'ensemble des îles aux alentours.

La marge nord antillaise est déformée par le passage en subduction oblique de la plaque Nord-Atlantique impliquant d'ailleurs un partitionnement de la déformation à la partie frontale du prisme. Ce partitionnement est accommodé par une faille décrochante sénestre localisée à 20 km du front de déformation séparant un prisme interne ancien et consolidé d'un prisme externe récent et déformé. Un partitionnement à plus grande échelle n'est pas mis en évidence par nos données.

Par ailleurs, les données GPS récentes suggèrent un découplage sismique de la limite interplaque dans sa partie sismogène tandis que la présence de quelques séismes historiques majeurs qui pourraient être interprétés comme des méga séismes de subduction indiquerait le contraire. Si tel était le cas, la zone sismogène serait probablement réduite, c'est du moins ce que suggère nos données structurales. Cependant, une étude détaillée de la thermicité, des séismes de subduction et des autres profils SGA et SMT de la marge nord antillaise en lien avec une cinématique plus précise permettraient de confirmer la présence d'une marge découplée ou couplée (et donc l'étendue de la zone sismogène).

Pour finir, l'étude du profil SMT et SGA 01 de la mission Antithesis amène de nombreuses questions sur la nature du couplage de l'interplaque et la déformation dans l'avant-arc qui seraient à développer avec l'étude des autres profils de la mission et à comparer avec les données des Petites Antilles centrales. De plus, la formation du passage d'Anegada reste encore débattue, des modélisations de la marge nord antillaise pourraient aider pour la compréhension de sa formation en testant différentes hypothèses sur la structure de l'arc, la plaque en subduction et la cinématique. C'est probablement tous ces efforts conjoints qui conduiront à mieux comprendre l'expression variée de la sismicité et donc les aléas associés.

VII. BIBLIOGRAPHIE

- Atwater, B.F., ten Brink, U.S., Buckley, M., Halley, R.S., Jaffe, B.E., López-Venegas, A.M., Reinhardt, E.G., Tuttle, M.P., Watt, S., and Wei, Y., 2012, Geomorphic and stratigraphic evidence for an unusual tsunami or storm a few centuries ago at Anegada, British Virgin Islands: *Natural Hazards*, v. 63, no. 1, p. 51–84.
- Bernard, P., and Lambert, J., 1988, Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles: Revision of the historical seismicity: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, no. 6, p. 1965–1983.
- Borissova, I., Coffin, M.F., Charvis, P., and Operto, S., 2003, Structure and development of a microcontinent: Elan Bank in the southern Indian Ocean: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, no. 9, p. 1071.
- Bouysse, P., 1988, Opening of the Grenada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleogene: *Tectonophysics*, v. 149, no. 1–2, p. 121–143.
- Bouysse, P., and Westercamp, D., 1990, Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc: *Tectonophysics*, v. 175, no. 4, p. 349–380.
- Burke, K., 1988, Tectonic evolution of the Caribbean: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 16, p. 201–230.
- Burke, K., Fox, P.J., and Şengör, A.M.C., 1978, Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 83, no. B8, p. 3949–3954.
- Charvis, P., Recq, M., Operto, S., and Brefort, D., 1995, Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity: *Geophysical Journal International*, v. 122, no. 3, p. 899–924.
- Christensen, N.I., and Mooney, W.D., 1995, Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 100, no. B6, p. 9761–9788.
- DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., and Mann, P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion: *Geophysical Research Letters*, v. 27, no. 3, p. 437–440.
- Dessa, J.-X., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., André, C., Permana, H., Gutscher, M.-A., Chauhan, A., and Singh, S.C., 2009, Megathrust earthquakes can nucleate in the forearc mantle: Evidence from the 2004 Sumatra event: *Geology*, v. 37, no. 7, p. 659–662.
- Dillon, 1996, A review of the tectonic problems of the strike-slip northern boundary of the Caribbean Plate and examination by Gloria.
- Dorel, J., 1981, Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe: *Geophysical Journal International*, v. 67, no. 3, p. 679–695.
- Duncan, R.A., and Hargraves, R.B., 1984, Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame: *Geological Society of America Memoirs*, v. 162, p. 81–94.
- Duncan, R.A., and Richards, M.A., 1991, Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander: *Reviews of Geophysics*, v. 29, no. 1, p. 31–50.
- Feuillet, N., 2000, Sismotectonique des Petites Antilles, liaison entre activité sismique et volcanique= Sismotectonics of Lesser Antilles, relationship between seismic activity and volcanism: PhD thesis, 283 pp., Rene Diderot Univ., Paris.
- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Jacques, E., 2002, Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, no. B12, p. ETG 3–1–ETG 3–29.

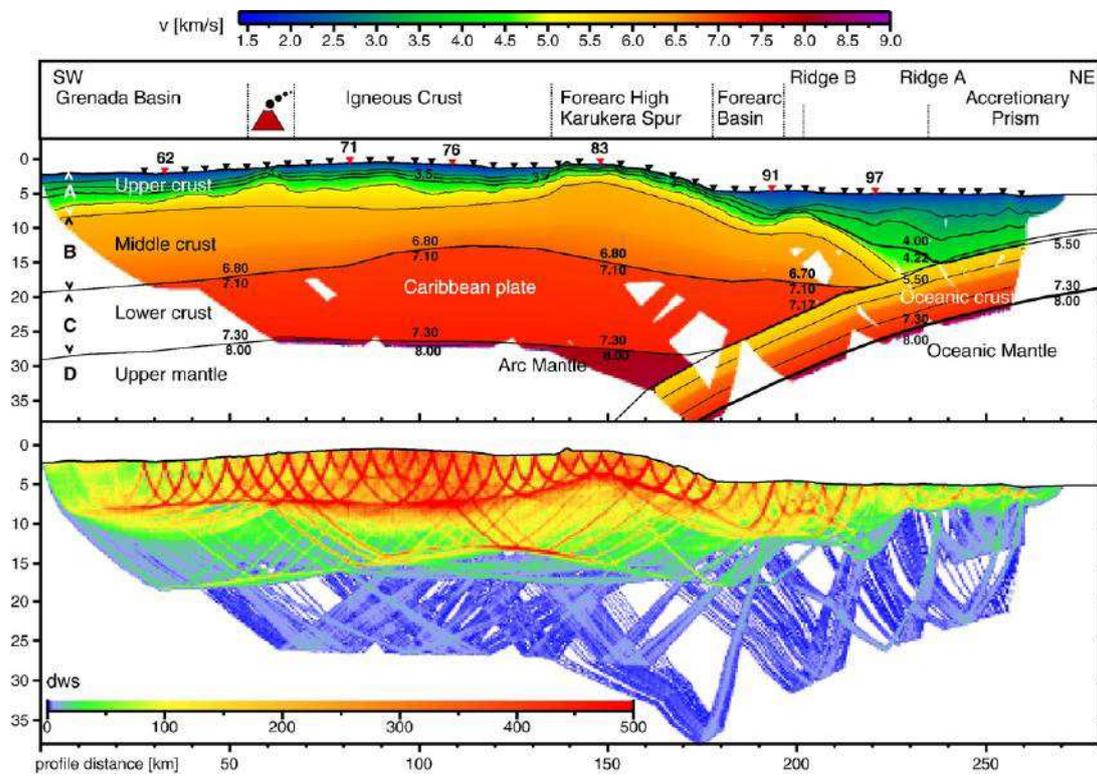
- Feuillet, N., 2014, Méga-chevauchements : cycles sismiques, déformations permanentes et couplage avec l'activité volcanique, l'exemple des Petites Antilles : Mémoire en vue d'obtenir le diplôme d'Habilitation à Diriger des Recherches
- Giunta, G., and Beccaluva, L., 2006, Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems: *Geologica Acta*, v. 4, no. 1-2, p. 265.
- Gutscher, M.-A., Westbrook, G.K., Marcaillou, B., Graindorge, D., Gailler, A., Pichot, T., and Maury, R.C., 2013, How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc?: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 184, no. 1-2, p. 47–59.
- Hoffmann-Rothe, A., Kukowski, N., Dresen, G., Echtler, H., Oncken, O., Klotz, J., Scheuber, E., and Kellner, A., 2006, Oblique convergence along the Chilean margin: partitioning, margin-parallel faulting and force interaction at the plate interface: *Springer*, p. 125–146.
- Houlgatte, E., 1983, Etude d'une partie de la frontière nord-est de la plaque caraïbe (Synthèse de données géologiques et géophysiques) (Interprétations de profils sismiques).
- Hyndman, R.D., and Peacock, S.M., 2003, Serpentinization of the forearc mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 212, no. 3-4, p. 417–432.
- Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Lopez, A., DeMets, C., Dixon, T.H., Mann, P., and Calais, E., 2000, Neotectonics of Puerto Rico and the Virgin Islands, northeastern Caribbean, from GPS geodesy: *Tectonics*, v. 19, no. 6, p. 1021–1037.
- Jany, I., 1989, Neotectonique au sud des grandes antilles : collision (ride de beata, presqu'île de bahoruco) : subduction (fosse de los muertos), transtension (passage d'anegada): Paris 6.
- Jany, I., Scanlon, K.M., and Mauffret, A., 1990, Geological interpretation of combined Seabeam, GLORIA and seismic data from Anegada Passage (Virgin Islands, north Caribbean): *Marine Geophysical Researches*, v. 12, no. 3, p. 173–196.
- Kerr, A.C., Iturralde-Vinent, M.A., Saunders, A.D., Babbs, T.L., and Tarney, J., 1999, A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks: *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, no. 11, p. 1581–1599.
- Klingelhoefer, F., Gutscher, M.-A., Ladage, S., Dessa, J.-X., Graindorge, D., Franke, D., André, C., Permana, H., Yudistira, T., and Chauhan, A., 2010, Limits of the seismogenic zone in the epicentral region of the 26 December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Results from seismic refraction and wide-angle reflection surveys and thermal modeling: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 115, no. B1, p. B01304.
- Kopp, H., Weinzierl, W., Becel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E.R., Gailler, A., Galve, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., and Roux, E., 2011, Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc: Relevance for the formation of continental crust: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, no. 1–2, p. 121–134.
- Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., and Evain, M., 2013, Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging: *Tectonophysics*, v. 603, p. 32–54.
- Lallemand, S., 1999, La subduction océanique: Gordon and Breach Science Publishers.
- Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L., and Prouteau, G., 2005, Convergence lithosphérique: Société géologique de France.
- Leprêtre, A., 2012, Contraintes par imagerie sismique pénétrante sur l'évolution d'une marge Cénozoïque réactivée en compression (cas de la marge algérienne, secteur de Tipaza): Université de Bretagne occidentale - Brest.

- López, A.M., Stein, S., Dixon, T., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., Weber, J., and LaFemina, P., 2006, Is there a northern Lesser Antilles forearc block?: *Geophysical Research Letters*, v. 33, no. 7, p. n/a–n/a.
- Ludwig, W.J., Nafe, J.E., and Drake, C.L., 1970, Seismic refraction: *The sea*, v. 4, no. Part 1, p. 53–84.
- Manaker, D.M., Calais, E., Freed, A.M., Ali, S.T., Przybylski, P., Mattioli, G., Jansma, P., Prépetit, C., and de Chabaliér, J.B., 2008, Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean: *Geophysical Journal International*, v. 174, no. 3, p. 889–903.
- Mann, P., and Burke, K., 1984, Neotectonics of the Caribbean: *Reviews of Geophysics*, v. 22, no. 4, p. 309–362.
- Mann, P., Hippolyte, J.-C., Grindlay, N.R., and Abrams, L.J., 2005, Neotectonics of southern Puerto Rico and its offshore margin: *Geological Society of America Special Paper 385*, p. 173–214.
- Marcaillou, B., Charvis, P., and Collot, J.-Y., 2006, Structure of the Malpelo Ridge (Colombia) from seismic and gravity modelling: *Marine Geophysical Researches*, v. 27, no. 4, p. 289–300.
- Masson, D.G., 1991, Fault patterns at outer trench walls: *Marine Geophysical Researches*, v. 13, no. 3, p. 209–225.
- Masson, D.G., and Scanlon, K.M., 1991, The neotectonic setting of Puerto Rico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, no. 1, p. 144–154.
- McCann, W.R., 2006, Estimating the threat of tsunamigenic earthquakes and earthquake induced-landslide tsunami in the Caribbean, in *Caribbean Tsunami Hazard: NSF Caribbean Tsunami Workshop*, March 30-31, 2004, San Juan Beach Hotel, Puerto Rico, World Scientific, p. 364.
- McCann, W.R., and Sykes, L.R., 1984, Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 89, no. B6, p. 4493–4519.
- Meighan, H.E., Pulliam, J., ten Brink, U., and López-Venegas, A.M., 2013, Seismic evidence for a slab tear at the Puerto Rico Trench: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 118, no. 6, p. 2915–2923.
- Moore, J.C., and Saffer, D., 2001, Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress: *Geology*, v. 29, no. 2, p. 183–186.
- Nerlich, R., Clark, S.R., and Bunge, H.-P., 2014, Reconstructing the link between the Galapagos hotspot and the Caribbean Plateau: *GeoResJ*, v. 1–2, p. 1–7.
- Operto, S., and Charvis, P., 1996, Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 101, no. B11, p. 25077–25103.
- Operto, S., and Charvis, P., 1995, Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment?: *Geology*, v. 23, no. 2, p. 137–140.
- Peter, G., and Westbrook, G.K., 1976, Tectonics of Southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex: *AAPG Bulletin*, v. 60, no. 7, p. 1078–1106.
- Pichot, T., 2012, Les rides de Barracuda et de Tiburon, à l'Est de la subduction des Petites Antilles : origine, évolution et conséquences géodynamiques: Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Pindell, J.L., and Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, no. 1, p. 1–55.

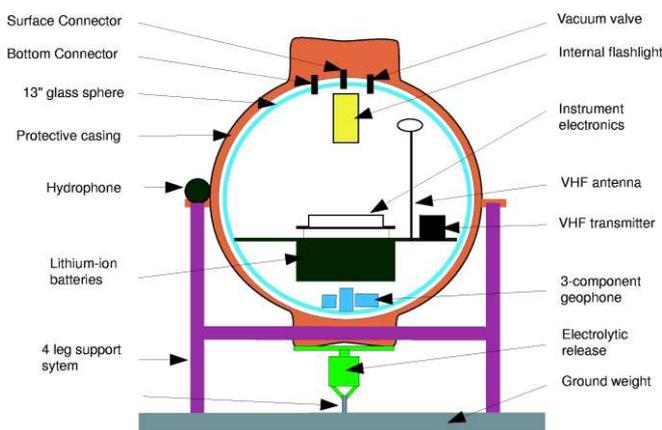
- Raussen, S., Lykke-Andersen, H., and Kuijpers, A., 2013, Tectonics of the Virgin Islands Basin, north eastern Caribbean: *Terra Nova*, v. 25, no. 3, p. 252–257.
- Sallarès, V., and Charvis, P., 2003, Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, no. 3–4, p. 545–559.
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E.R., and Bialas, J., 2003, Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 108, no. B12, p. 2564.
- Sandwell, D.T., and Smith, W.H.F., 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 102, no. B5, p. 10039–10054.
- Scholz, C.H., 1990, *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*: Cambridge University Press.
- Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., and Estrada, J.J., 1998, An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 155, no. 3–4, p. 221–235.
- Speed, R.C., 1985, Cenozoic collision of the Lesser Antilles Arc and continental South America and the origin of the El Pilar Fault: *Tectonics*, v. 4, no. 1, p. 41–69.
- Speed, R.C., and Westbrook, G.K., 1984, *Lesser Antilles Arc and adjacent terranes*: Marine Science International.
- Stephan, J.F., Blanchet, R., and Mercier de Lepinay, B., 1986, Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubductions induced by the east-west shortening of the pericaribbean continental frame: *The origin of arcs (Developments in Geotectonics, volume 21)*: Amsterdam, Elsevier, v. 21, p. 401–22.
- Ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith, S., Parker, E., and Uozumi, T., 2004, New seafloor map of the Puerto Rico Trench helps assess earthquake and tsunami hazards: *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 85, no. 37, p. 349–354.
- Ten Brink, U., and Lin, J., 2004, Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application to the northern Caribbean plate boundary: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, no. B12.
- Ten Brink, U., 2005, Vertical motions of the Puerto Rico Trench and Puerto Rico and their cause: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 110, no. B6, p. n/a–n/a.
- Wang, K., and Hu, Y., 2006, Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, no. B6, p. B06410.
- Weber, J.C., Dixon, T.H., DeMets, C., Ambeh, W.B., Jansma, P., Mattioli, G., Saleh, J., Sella, G., Bilham, R., and Pérez, O., 2001, GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela: *Geology*, v. 29, no. 1, p. 75–78.
- White, R.S., 1992, Crustal structure and magmatism of North Atlantic continental margins: *Journal of the Geological Society*, v. 149, no. 5, p. 841–854.
- Zelt, C.A., 1999, Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes: *Geophysical Journal International*, v. 139, no. 1, p. 183–204.
- Zelt, C.A., and Smith, R.B., 1992, Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure: *Geophysical Journal International*, v. 108, no. 1, p. 16–34.

VIII. ANNEXES

Annexe I : Modèle de vitesse 2D à travers les Petites Antilles centrales (Kopp et al, 2011)



Annexe II : Caractéristiques des OBS (*Ocean Bottom Sea*) d'après le rapport de campagne de la mission Antithesis



Gauche : MicroOBS+ sur le pont de l'Atalante. Droite : schéma d'un MicroOBS.

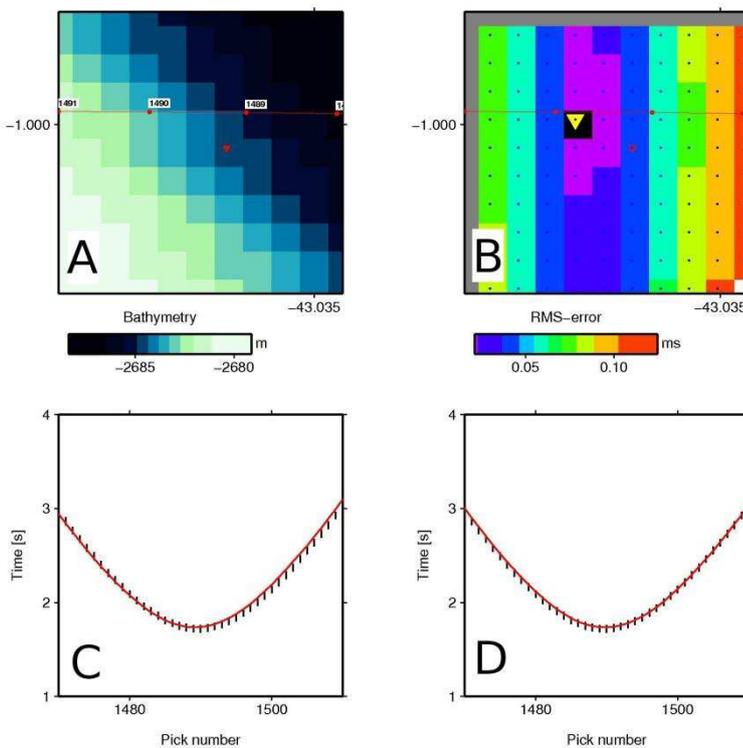
Caractéristiques techniques des MicroOBS+

Capteurs	3 géophones internes 4,5Hz Hydrophone Hightech broad band HTI-90-U
Bande passante	géophones 4,5 Hz à 1000 Hz hydrophone 4Hz à 15 kHz
Analogique/Digital	Cirrus Logic CS5372 24 bits & DSP CS5376
Pas d'échantillonnage	31.25, 62.5, 100, 125, 250, 500, 1000 Hz
Nombre de voies	De 1 à 4
Précision de l'horloge	TCXO & *8 10-8 synchronisation GPS pré et post-opérateur
Positionnement de l'OBS	10 m, par analyse des ondes dans l'eau de tirs de surface en mode haute résolution Par triangulation acoustique (12 kHz)
Processeur	Persistor CFII Motorola CPU68332
Mode d'acquisition	Continue
Convertisseur A/D and DSP(Digital signal processor)	Cirrus Logic CS5372 24 bits & DSP CS5376
Acquisition Stockage	interface USB 1.1 pour relecture sans ouverture du conteneur 8 Go (capacité > possible) carte mémoire « flash »
Consommation Autonomie	~700 mW pour 4 canaux à 200 échantillons par seconde 24 jours en acquisition continue / 31 jours immersion
Énergie	Rechargeable lithium-ion batteries (SAFT) 14.4 V 16.5 A/H
Conteneur étanche	17 inch glass sphere
Poids	MicroOBS 30 kg / Lest 25kg
Profondeur maximale	6000 m
Flash interne	Novatech OEM
Transmetteur radio	Novatech OEM (international VHF channel)
Méthode de récupération	Commandes de libération : Acoustique MicroOBS (Brevet Auffret/Pelleau #212159, 10/02/2002) Libération de secours en fin de campagne préprogrammé Largueur mécanique par électrolyse Aides à la récupération : Goniométrie par balise radio VHF interne Novatech OEM Lampes à éclats (flashes internes) Novatech OEM

Annexe III : Pré-traitement des données OBS d'après le rapport de campagne de la mission Antithesis

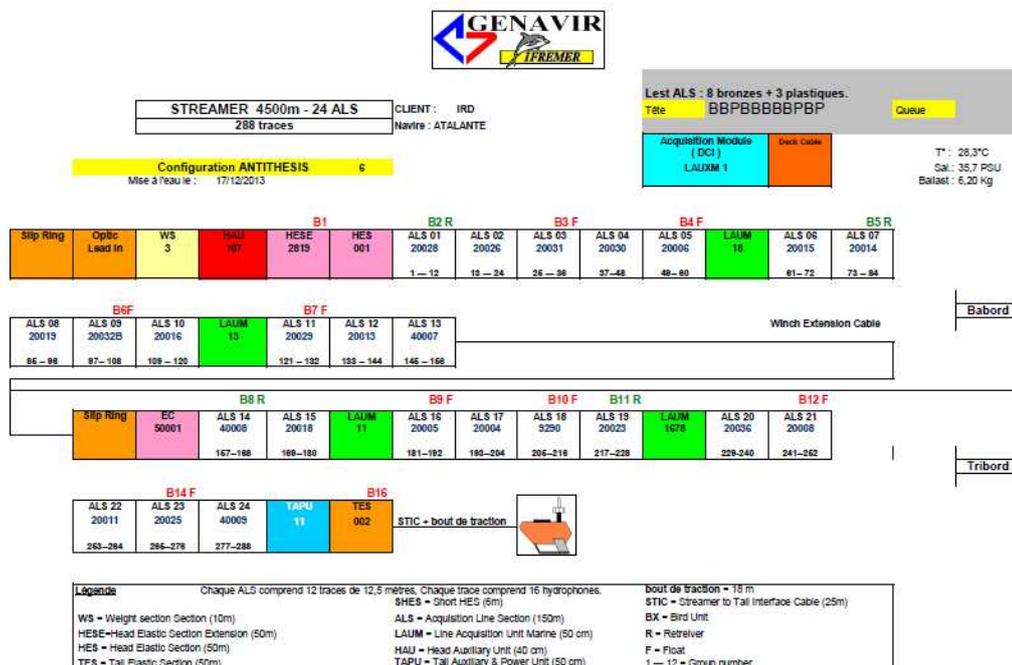
Le pré-traitement des données OBS inclue une correction de la dérive de l'horloge interne.

Les positions des OBS sur le fond sont également déterminées en utilisant les arrivées directes des tirs proches de l'instrument. Le pointé de ces arrivées est réalisé sur les données non-filtrées, et les différences entre les arrivées théoriques et observées sont calculées pour les 100 positions d'une grille régulière formée autour du point de largage. La meilleur position (résidu le plus faible) est sélectionnée comme position initiale d'une grille plus fine.



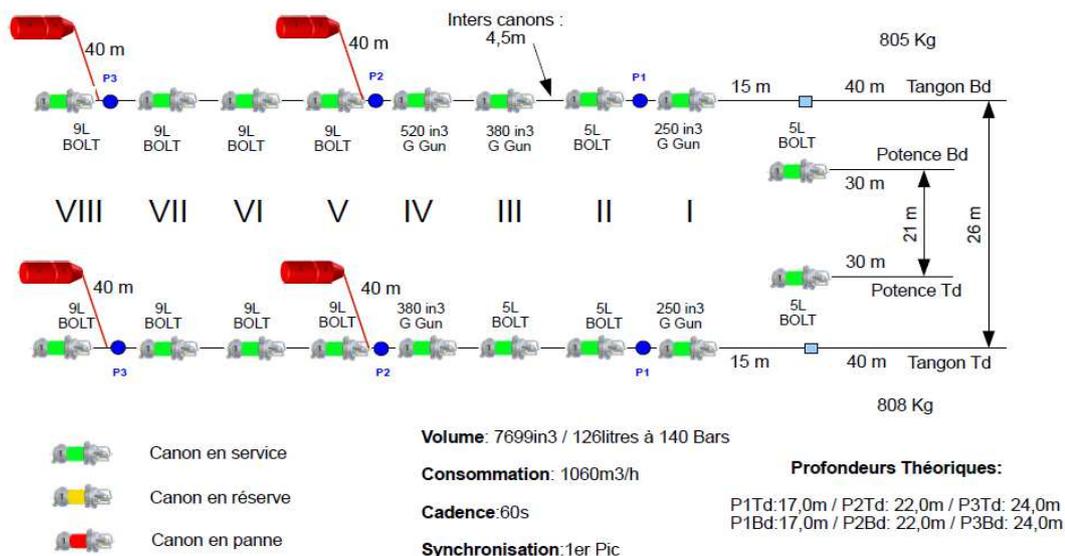
Exemple de résultats de relocalisation d'un OBS sur le fond. (A) Profondeur de l'eau autour du point de déploiement. Les cercles rouges marquent les positions de tirs et les triangles inversés la position de déploiement. (B) Résidus entre temps d'arrivée pointés et prédis pour 100 positions autour du point de largage. Le triangle jaune marque la position relocalisée (résidu le plus faible). (C) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédis à la position de déploiement (ligne rouge). (D) Temps d'arrivée pointés (bars noirs) et prédis à la position relocalisée (ligne rouge).

Annexes IV : Caractéristiques finales du récepteur et de la source d'après le rapport de campagne de la mission Antithesis



Géométrie de la flûte avec 288 traces

Mission ANTITHESIS N/O L'ATALANTE Du 24/11/2013 au 23/12/2013 Profils OBS



Géométrie de la source

Annexe V : Contrôle qualité sous Sispeed d'après le rapport de campagne de la mission Antithesis

a. Extraction de la navigation

Extraction des données des capteurs de servitude enregistrées dans les entêtes des fichiers SEG D ;

Visualisation des caps compas des contrôleurs d'immersion ;

En cas de giration (en fin ou en début de profil), noter les tirs à exclure ; utiliser à nouveau l'interface d'extraction de la navigation pour exclure les tirs et extraire à nouveau la navigation uniquement sur les tirs conservés.

b. Contrôle et traitement des capteurs de servitude (navigation)

Visualisation des capteurs de servitude bruts : inter-tir ;

noter d'éventuels arrêts des tirs ;

noter d'éventuelles girations en cours de profil ;

contrôler les données du magnétomètre ;

contrôler les profondeurs et les caps des contrôleurs d'immersion ;

Contrôle du positionnement GPS du navire ;

Traitement des capteurs de servitude :

- base de temps ; automatique ;

- caps navire et contrôleurs d'immersion : mode automatique ; tester le paramètre de filtre ;

- GPS navire : automatique (il s'agit de la navigation déjà intégrée en temps réel par le système de navigation du navire)

;

Calcul du positionnement des sources et récepteurs :

- invalider les contrôleurs d'immersion «hors service» si nécessaire ;
- vérifier l'offset bouée de queue – navire (comparaison de la mesure RGPS et de l'estimation du positionnement) en fin de calcul

c. Contrôle des données sismiques

Contrôle d'une monotrace : choix de la trace 25 (offset pas trop élevé et flûte à 20 mètres d'immersion) ; calcul du spectre moyen sur environ 200 tirs et 2 s à partir du fond de l'eau (Figure 1)

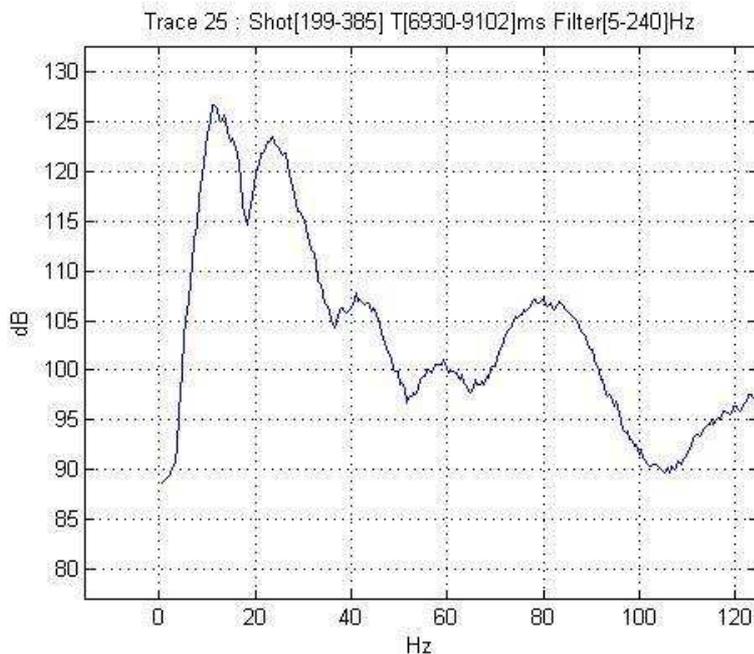


Figure 1 : spectre sur 200 tirs et 2 secondes sous le fond de la monotrace 25 (profil011 = Ant12).

Contrôle des *Time Break* canons (traces auxiliaires) : chargement des traces auxiliaires correspondant aux canons actifs;

- contrôle de la synchronisation première pic ;
- contrôle des « *gitters* » et amplitudes sur chaque canon ;
- évaluation du délai moyen du premier pic ;

d. Traitement des données

• Pré-traitement fichiers SEG D → fichier SEG Y :

• Paramètres communs à tous les profils :

- tmax 25 s ;

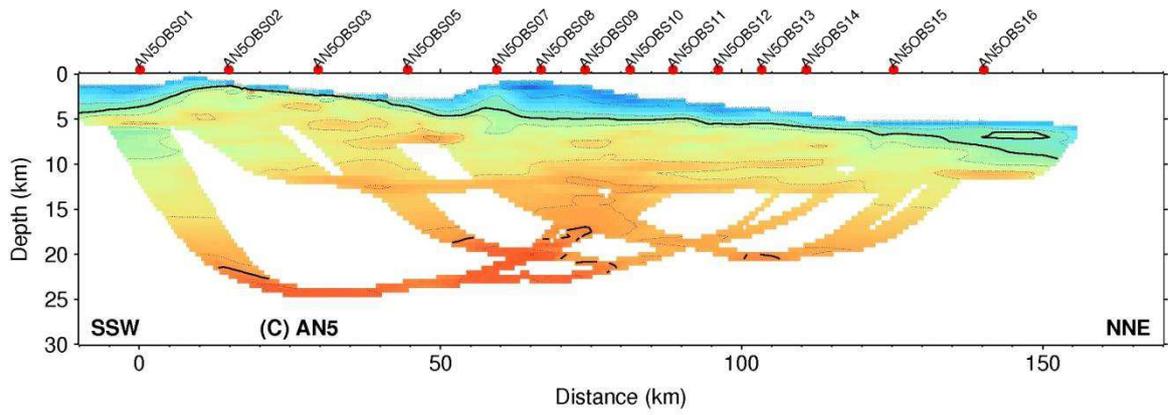
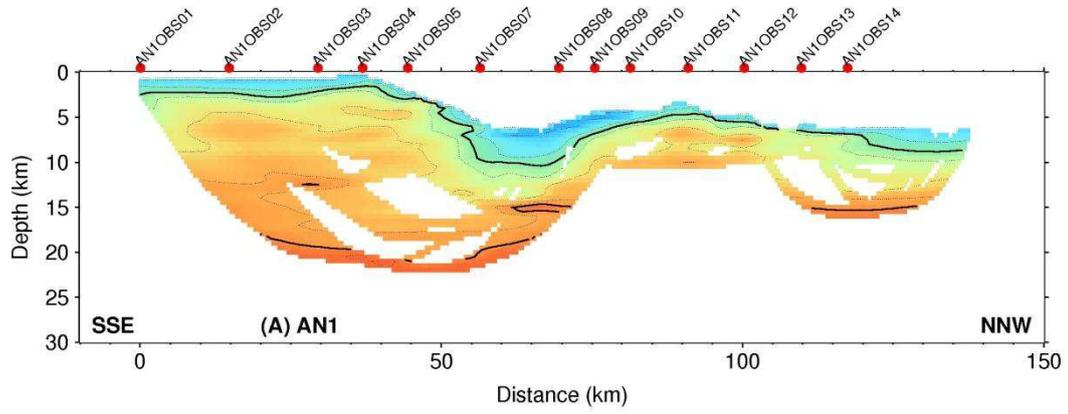
- pas de filtre passe-bande ;
- renseignement du positionnement (x,y) des sources et récepteurs ;
- Paramètres variables :
 - délai moyen du premier pic source ;
 - *Binning à 12,5 mètres – Stack et migration*
 - création du *binning* à 12,5 mètres ;
 - noter la couverture maximale, le nombre de bins ;
 - mise à jour des entêtes du fichier SEG Y avec le *binning* à 6.25 m ;
 - ➔ *profilXXX.seg* ==> **traitement GEOCLUSTER**
 - tester la vitesse dans l'eau sur les collections CMP ;
 - *stack* et migration à vitesse constante dans l'eau ;
 - pointé du fond de l'eau sur la section migrée
 - chargement du *binning* à 12,5 mètres
 - *stack* avec gradient dans les sédiments (entre 100 et 200 m/s s-1 en Vrms) ;
 - migration à vitesse constante et *mute* fond de l'eau ;
 - sortie graphique de la migration

e. Estimation du rapport signal à bruit

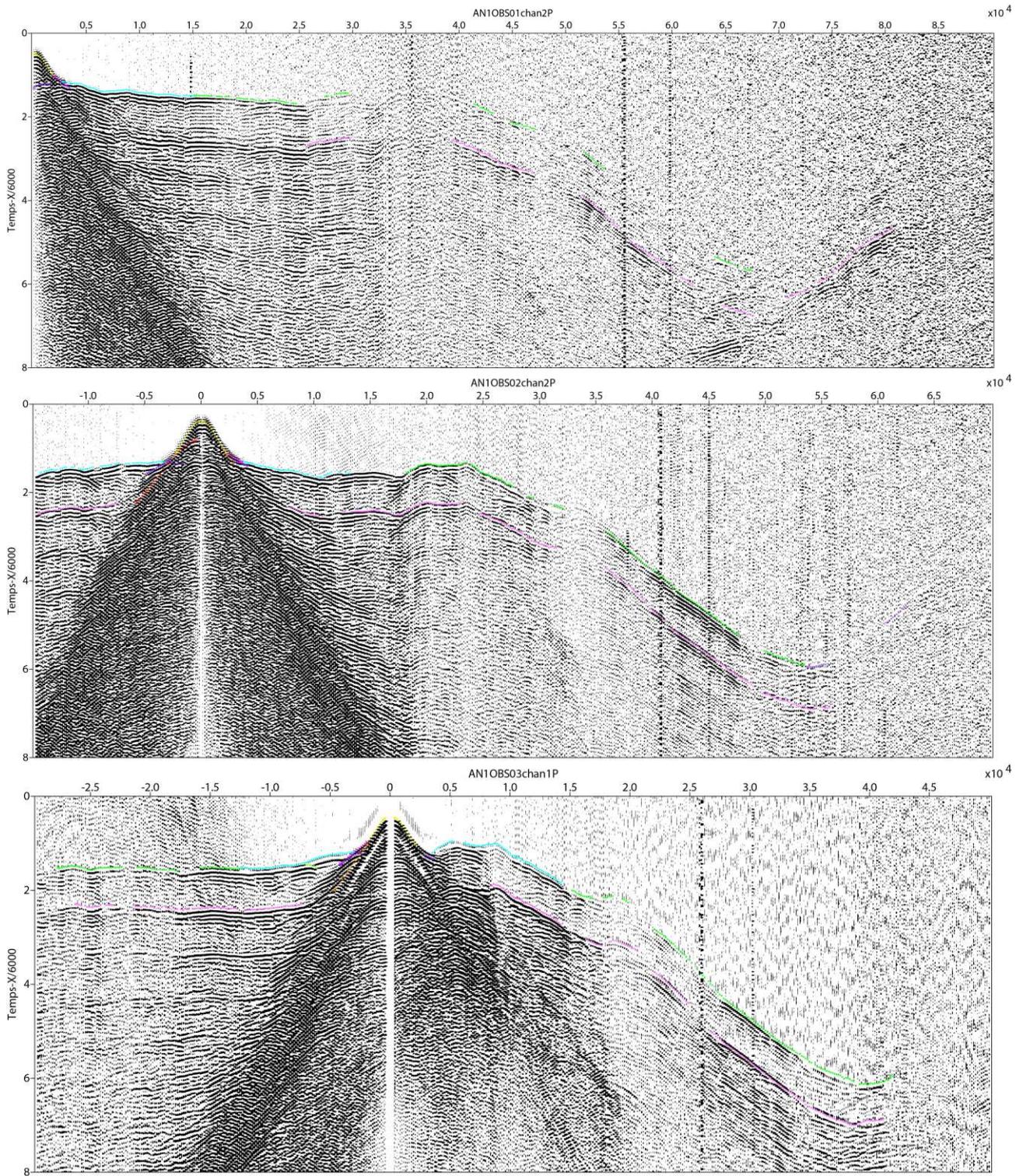
- *Calcul des niveaux de signal et de bruit* pour tous les tirs et toutes les traces (automatique à l'aide du pointé du fond de l'eau)
- *Visualisation des résultats en terme de rapport signal à bruit (en dB)*

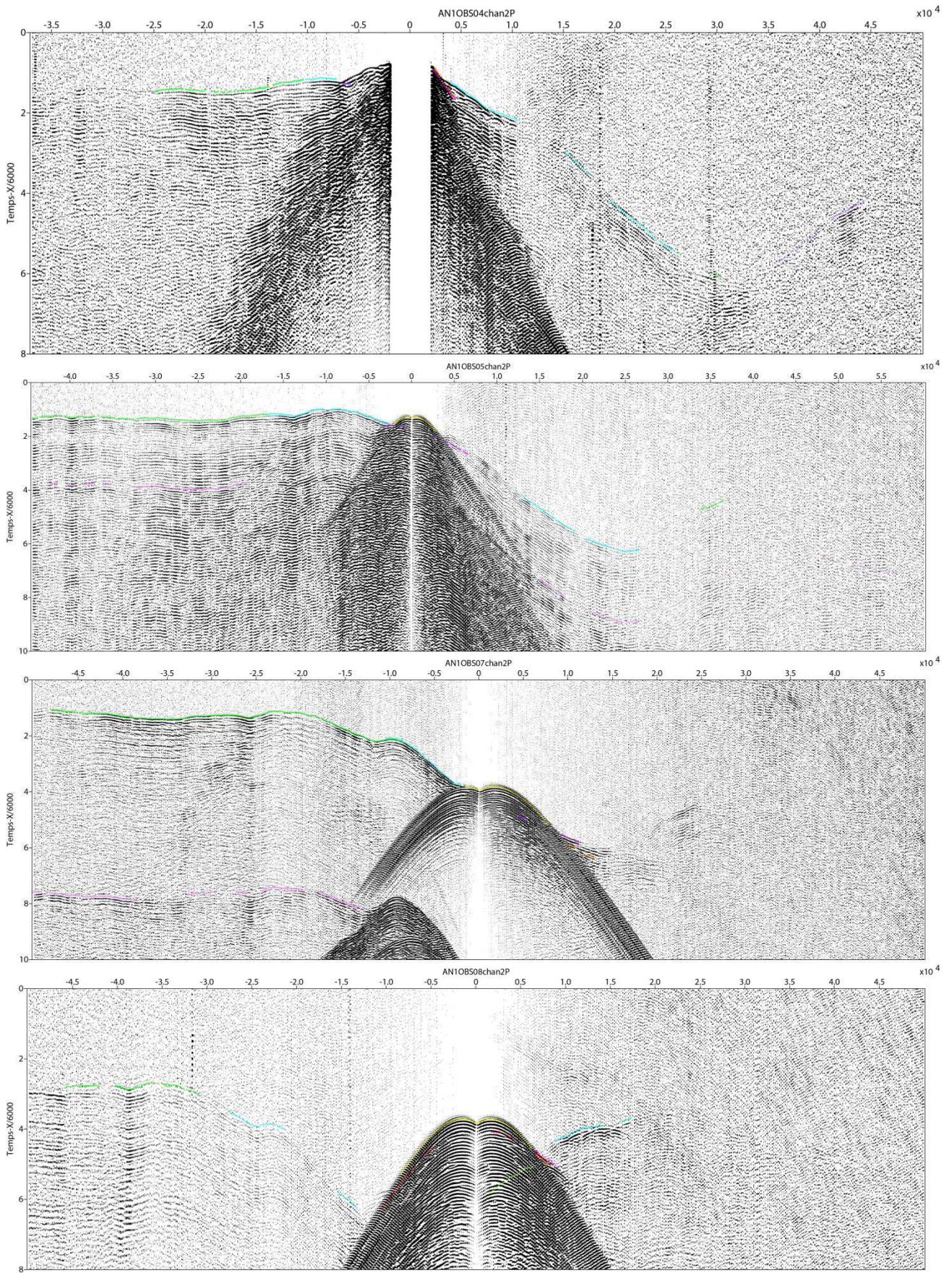
Sortie des niveaux de bruit et du rapport S/B moyens

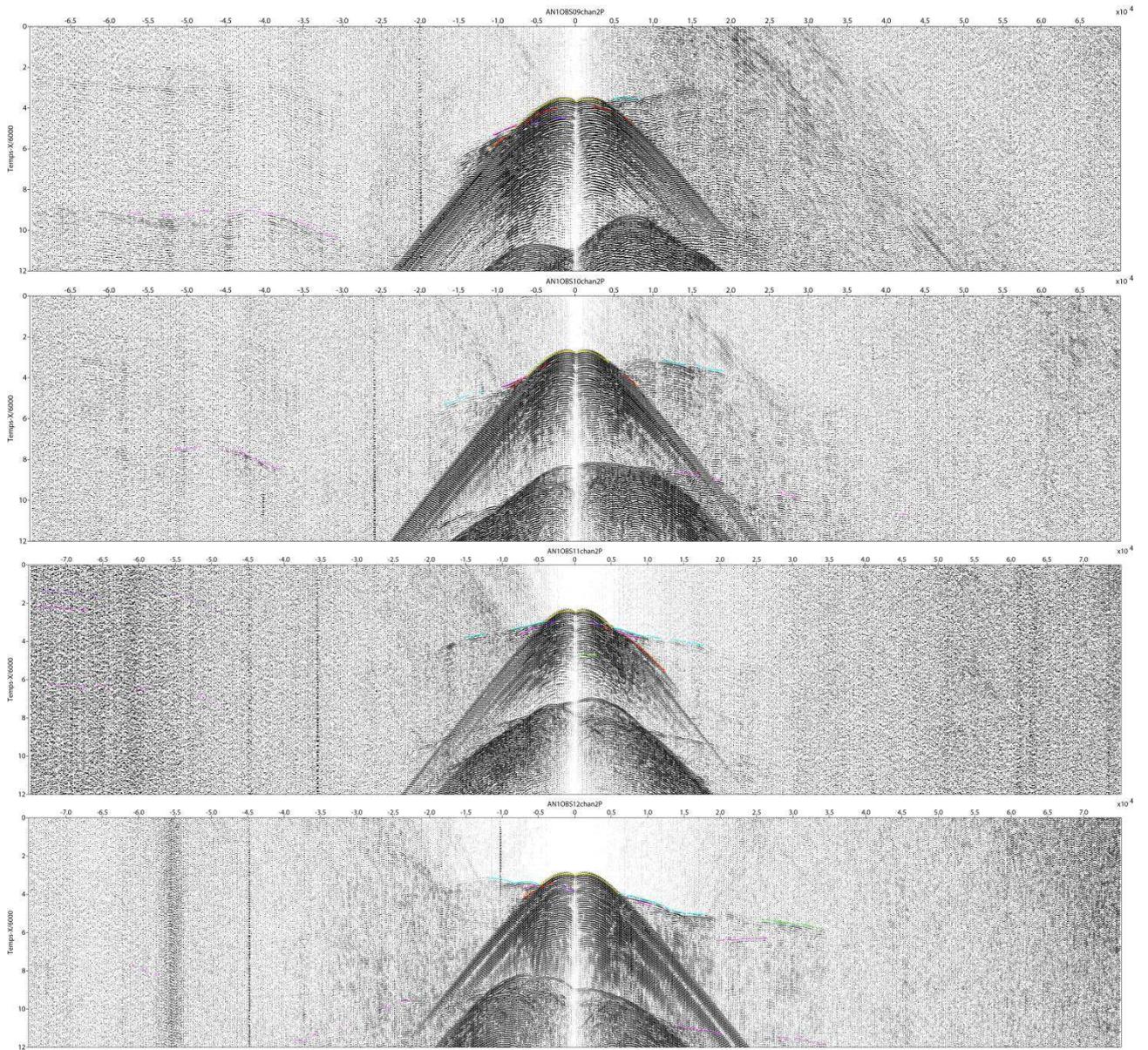
Annexe VI : Profil tomographique de AN1 et AN5

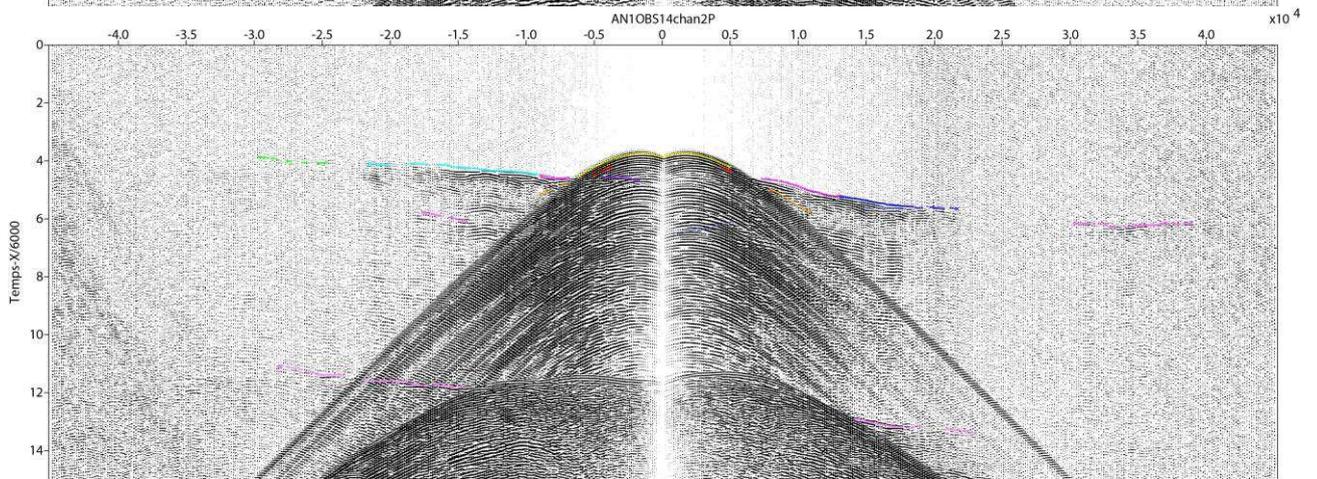
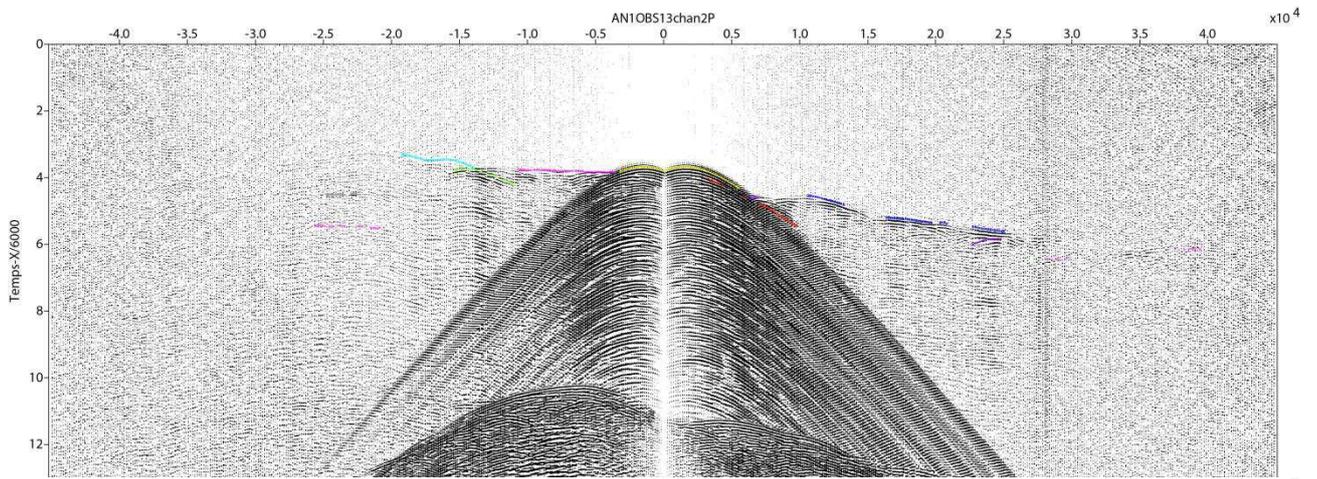


Annexe VII : Ensemble des profils SGA de la ligne 01









Annexe VIII : Profil SMT Ant 10.2 parallèle et à l'est de Ant 01

