



HAL
open science

Paléosismologie et potentiel sismogène de la zone de subduction des Petites Antilles à partir de l'enregistrement sédimentaire

Pierre Morena

► **To cite this version:**

Pierre Morena. Paléosismologie et potentiel sismogène de la zone de subduction des Petites Antilles à partir de l'enregistrement sédimentaire. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2020. Français. NNT : 2020BRES0044 . tel-03946779

HAL Id: tel-03946779

<https://theses.hal.science/tel-03946779v1>

Submitted on 19 Jan 2023

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598

Sciences de la Mer et du littoral

Spécialité : « *Géosciences Marines* »



Par

Pierre MORENA

**Paléosismologie et potentiel sismogène de la zone de subduction des
Petites Antilles à partir de l'enregistrement sédimentaire**

Thèse prévue à Brest, le 29/09/2020

Unité de recherche : **IFREMER-REM-GM-LAD (Brest) – Risques, Géoazur (Valbonne)**

Rapporteurs avant soutenance :

Aurélia HUBERT-FERRARI Professeure, Université
de Liège
Jean-Noël PROUST Directeur de recherche
CNRS, Géosciences Rennes

Composition du Jury :

Président du jury :
Jacques DEVERCHERE Professeur, IUEM
Serge LALLEMAND Directeur de recherche
CNRS, Géosciences Montpellier
Aurélia HUBERT-FERRARI Professeure, Université
de Liège
Jean-Noël PROUST Directeur de recherche
CNRS, Géosciences Rennes
Christian BECK Professeur, ISTERre
Directrice de thèse :
Frauke KLINGELHOEFER Chercheuse, IFREMER
Co-directeurs de thèse :
Antonio CATTANEO Chercheur, IFREMER
Gueorgui RATZOV Maître de conférence,
Géoazur

Invités

Nathalie FEUILLET
Guillaume St-ONGE

Physicienne, IPGP
Chercheur, ISMER,

Remerciements

Que de chemin parcouru durant ces années ! Et que de personnes rencontrées ! C'est en partie grâce à toutes ces personnes que j'y suis arrivé, donc je ne saurais jamais assez les remercier sincèrement et chaleureusement. Mes remerciements s'adressent en premier à mes trois encadrants de thèse Frauke Klingelhofer, Antonio Cattaneo et Gueorgui Ratzov qui m'ont fait confiance afin de mener ce projet scientifique à terme et qui m'ont apporté de nombreux conseils et de judicieuses suggestions afin d'avancer encore plus loin dans la démarche scientifique. Je les remercie aussi pour leur bienveillance et leur gentillesse qui m'ont permis de prendre un peu plus confiance en moi.

Je remercie également les membres de mon jury de thèse et m'excuse à nouveau pour les aléas des services postaux. En premier, Jean-Noël Proust et Aurélia Hubert-Ferrari, mes deux rapporteurs, qui ont relu ma thèse en une période temporelle courte et qui ont réalisés des rapports très constructifs et bienveillants. En second, merci à Jacques Deverchère, président du jury (et examinateur), pour avoir animé les débats de main de maître. Merci également à mes deux autres examinateurs Serge Lallemand et Christian Beck pour leurs remarques constructives sur la tectonique et la sédimentologie. Merci à Nathalie Feuillet et Guillaume St-Onge d'avoir assisté à la présentation en tant qu'invités de marque. Enfin, merci à Nathalie Babonneau, membre de mon comité de suivi de thèse, qui s'est montré très curieuse et intéressée par mes résultats ; et merci à l'EDSML et le duo Elisabeth Bondu/Elodie Benon pour leur aide pendant la thèse.

Durant ma thèse, j'ai eu la chance et l'occasion de travailler au sein de différents laboratoires et instituts qui m'ont toujours accueilli très chaleureusement. Mes premiers remerciements de cette partie s'adressent donc à Nathalie Feuillet, P.I. du projet ANR CARQUAKES dont découle ma thèse, pour m'avoir accueilli au sein de l'IPGP lors de mes nombreuses venues et pour avoir pris du temps afin de discuter de mes résultats. Mes remerciements s'adressent à tous les membres de la campagne CASEIS qui ont contribué dans la récolte des données géophysiques et sédimentaires ainsi que leurs premières analyses à bord. J'attends avec impatience le prochain meeting de l'ANR – en Guadeloupe ? Qui sait, je pourrais peut-être me réconcilier avec le climat des Petites Antilles. Merci à Chloé Seibert pour nos discussions et bravo pour avoir montré la voie dans la réussite d'une thèse. Merci également à Boris Marcaillou et à tous les membres des campagnes ANTITHESIS qui m'ont apporté des données géophysiques précieuses dans ma zone d'étude.

La première partie de ma thèse s'est déroulée au sein du laboratoire GM de l'Ifremer. Merci donc à Nabil Sultan (et à son successeur Olivier Rouxel) pour m'avoir accueilli dans l'unité mais également à Bruno Marsset, responsable de mon laboratoire, le LAD. Bruno, merci également pour

ton aide dans le traitement et la mise en forme des données de sondeur de sédiment. Un énorme merci à Popo Dupont pour sa grande aide informatique – et humaine – mais aussi à ses deux acolytes, Yannick Thomas et Estelle Thereau. Un très grand merci à toutes les assistantes du laboratoire : Wonder Coco, Alison Chalm, Sylvia Barone et Babeth Savoye (à qui je souhaite une belle retraite). Au sein de GM, j'ai effectué de nombreuses analyses sédimentaires et géochimiques et je remercie donc tous les ingénieurs techniciens/techniciens qui m'ont apporté une grande aide lors des nombreuses utilisations des – capricieuses – machines ou lors de la manutention des carottes : Angélique Roubi, Jérémie Gouriou, Mickaël Rovere, Thierry Dalle Mulle, Sandrine Cheron et Audrey Boissier. Enfin, un grand merci à tous les chercheurs et ingénieurs qui m'ont apporté leur aide et/ou leur amitié : Estelle Leroux, Tania Marsset, Natalia Vazquez Riveiros, Germain Bayon, Vincent Riboulot, Stéphan Jorry, Bernard Dennielou, Samuel Toucanne, Crélia Pradon, Shane Murphy et Walter Roest.

La seconde partie de ma thèse s'est déroulée au sein du laboratoire Risques de Géoazur. Je remercie donc Marc Sosson, Damienne Provitolo et Sébastien Migeon pour leur accueil. Un très grand merci à Valérie Mercier et Candice Gaudin pour l'aide administrative, à Jelena Gianetti pour son aide bibliographique (notamment pendant le confinement) et à Caroline Ramel et JB Gallois pour l'aide informatique. Enfin, un grand merci à tous les chercheurs et ingénieurs qui m'ont apporté leur aide et/ou leur amitié : Boris Marcaillou, Marie Revel, Jenny Trévisan, Magali Bonnefoy, Marc Régnier, Anthony Sladen, Damien Vignon, Davide Oregoni, Yvonne Font, Guillaume Duclaux, Christophe Matonti, Cédric Bulois et tous les autres !

J'ai également eu l'occasion de travailler sporadiquement au sein d'autres laboratoires. Merci donc à Eva Moreno et Lola Johannes du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (MNHN) où étaient stockées les carottes sédimentaires et qui font donc partie des collections muséales. Merci également à EPOC, « mon » laboratoire de Master 2 et notamment à Emmanuelle Ducassou pour la formation foraminifères et à Sébastien Zaragosi pour la réalisation des lames minces. Merci également à Thierry Mulder et Kelly Fauquembergues qui m'ont fait découvrir le sujet de thèse. J'ai également une petite pensée pour Marie-Claire Perello et Linda Rossignol-Malaizé qui m'ont apporté une grande aide en M2. Un très grand merci à Guillaume St-Onge pour m'avoir accueilli chaleureusement un mois à l'ISMER de Rimouski lors d'une mobilité internationale financée par l'Ifremer (et c'était en Novembre, donc heureusement que les Québécois sont chaleureux). Merci également à Jean-Carlos Montero-Serrano pour les précieuses analyses XRD qu'il a réalisés. Un énorme merci à Arthur Bieber qui m'a si bien intégré dans la vie locale avec la découverte du roller derby, des matchs de hockey sur glace et de la « dégustation » des étouffantes poutines. Bon courage pour la fin de ta thèse ! Et merci à toute la team rimouskoise : Léa/Mathilde, Quentin, Julie, Myriam, Pierre-Arnaud et Edouard.

Merci beaucoup à toutes les personnes qui m'ont accompagnées durant mes deux campagnes océanographiques : GARANTI de Serge Lallemand & Jean-Frédéric Lebrun (....un mauvais souvenir des Petites Antilles...#Insolation #MalDeMer #Méduse...sachant que c'est ma zone d'étude....) et EAGER de Nathalie Babonneau et Gueorgui (qui m'a réconcilié avec les campagnes océanographiques). On repart quand ???

Une thèse est difficile réalisable sans le soutien de nombreux et de bon amis :

A Brest, un grand merci à mes compères Evangelia et Farah pour le soutien mutuel que l'on s'est apporté durant toutes ces années. Mais je n'oublie pas toute la bande : Thomas (petit frère), Elda & Martin (barbecues, raclettes....et l'excursion taiwanaise), Léa (on rejoue à *Tales of Zestria* ?), Stéphanie (on se revoit sur Paris ?), Anthony & Simone (sans oublier Zoé et petit(e) frère/sœur à venir), Fatima, David (grand frère), Claire (EGU représente), Hermann, Matthieu et Massimo (fiers représentants de la team volley), Florent, John & Sheilagh (and Julian), Ruth M., Mathilde, Shray, Déborah, Guillaume, Rassoul, Maud, Aurélien, Ruth F., Carl & Céline, Laurine, Maude, Ju, Arthur et Elise. Je n'oublie pas non plus les « gentils badistes » des Manchots de la Rade : Loc, Ophélie, Elodie, Matt LC, Betty & Tristan, Dav, Géraldine et quelques autres....Une petite pensée également pour les autres collègues du volley.

A Valbonne, un grand merci à mes premières amies Alexiane et Maria-José rejointes par mon super co-bureau trafiquant de météorites Oubaida. Nos sorties plages/glaces vont me manquer... Et merci à tous les autres qui m'ont accueillis (ou tolérés, pour ceux qui sont arrivés après...) : Elif, Océane (tu as toujours -350/20 à ton rapport de stage...), Sara (je n'oublie pas Vince & les petits), Laurie (félicitations !!), Zoé (merci pour la super animation musicale pendant le confinement ;D), Manue, Nico (bon courage !), Alexandra & Albane (toujours de bonne humeur), Asmae, Florian, Sébastien, Lionel, Carlo, Jean, Martijn, Hector, Hans, Chiao, Théa, Luc, Marion, Caroline, Tiziano, Marco, Daniel, Serge, Carolina, Ophélie, Lise, Dorian, Diego, Paul et Daniel 2. Merci à mes amis badistes et beach-volleyeurs du BCA : Sylvia, Garry petit saumon, Fanny, Juhi et tous les autres !!

Je n'oublie pas mes supers amis du Master de Bordeaux que j'ai revu avec grand plaisir lors de congrès ou de missions : Marjolaine (ma première formatrice en sédimentologie <3), Eleanor (aka Georgina, de la part de Sapinettes), Thomas, Juju & Dédé (mes compères de la côte d'Azur), Cassandra, Jonathan, Emanuela, Yoann et Prisca (la révoltée du Bounty) ! Je n'oublie pas non plus mes amis plus anciens : Fanny, Nadou, Jérémie & Sébastien (quel voyage en Grèce !), Elodie, Marine, Joévin et Aminata ; Céline, Anka et Félix (team Koh Lanta...future team Réunion ??), ainsi que la team TUC Bad : Marie, Robin, Thu, Phiphi, Laurène, Manon, Sylvain, Amélie et Yohann.

Enfin, je n'aurais jamais réussi ma thèse sans le soutien infaillible de ma famille, notamment au cours de la dernière année particulièrement difficile sur le plan médical. Je remercie donc du fond du cœur mes parents et ma sœur qui ont eu l'occasion de faire de nombreux séjours à Brest et Antibes (depuis Toulouse...de belles distances)! Un grand merci également à Marianne (ma sœur pâtissière/cuisinière de cœur...), Brigitte, Florence, Guillaume, Dominique et Monique ; Nadine ; Bébert et Agnès & toute leur grande famille ; Marie, Marie-Christine, Roger & Andony ; Claudy (& Jean-Pierre) ; Isabelle et à tous les amis de la Forestière. J'adresse également une petite pensée pour mes grands-parents qui ne sont plus là... J'aurais vraiment aimé partager ces moments avec vous.

Table des matières

Remerciements.....	3
1 Introduction	13
2 Géodynamique et géologie de la plaque Caraïbe et des Petites Antilles	22
2.1 La plaque Caraïbe	22
2.1.1 Contexte tectonique de la plaque Caraïbe	22
2.1.2 Formation et évolution de la plaque Caraïbe	23
2.2 L'arc des Petites Antilles	25
2.2.1 Morphologie	25
2.2.2 Formation et évolution de l'arc des Petites Antilles	26
2.3 Le segment Barbuda-Sombrero	27
2.3.1 Morphologie	27
2.3.2 Structure et évolution du segment Barbuda-Sombrero	28
2.3.2.1 Structure	28
2.3.2.2 Evolution géodynamique du segment Barbuda-Sombrero	30
2.4 La plaque plongeante Américaine	32
2.5 Couplage sismique et sismicité	34
2.5.1 Couplage sismique	34
2.5.2 Sismicité de la plaque Caraïbe	38
2.5.3 Sismicité des Petites Antilles	39
2.5.3.1 Types de séismes	39
2.5.3.2 Sismicité instrumentale	41
2.5.3.3 Sismicité historique	42
2.6 Les autres aléas naturels	43
2.6.1 Les tsunamis	43
2.6.2 Les aléas climatiques	46
2.6.3 Les éruptions volcaniques	48
3 Transferts sédimentaires et sédimentation	52
3.1 Le transport de sédiments dans les marges continentales ou insulaires	52
3.2 Classification des écoulements gravitaires	53
3.3 Les courants de turbidité et les turbidites	54
3.4 Architecture d'un système turbiditique	56
3.5 Classification des systèmes turbiditiques	60
3.6 Les différents types de systèmes turbiditiques	62
3.6.1 Les systèmes silicoclastiques	62

3.6.2	Les systèmes carbonatés	64
3.6.3	Les systèmes mixtes	67
3.7	Transport et accumulation de sédiment dans l'Arc Antillais.....	70
3.7.1	Taux d'accumulation pélagiques	70
3.7.2	Production et transfert du matériel volcanique	72
3.7.3	Transferts allochtones silicoclastiques	73
3.7.4	Production et transfert du matériel carbonaté	74
3.8	Les systèmes turbiditiques des Petites Antilles	76
4	La paléosismologie marine	79
4.1	De la paléosismologie terrestre à la paléosismologie marine.....	79
4.2	Approche centrée sur l'étude des turbidites co-sismiques.....	80
4.3	Méthodes pour distinguer la synchronicité spatio-temporelle des turbidites.....	82
4.3.1	Test de confluence et corrélations sédimentaires	82
4.3.2	Corrélations à l'aide de marqueurs stratigraphiques	84
4.4	Caractéristiques des dépôts co-sismiques	87
4.4.1	Les turbidites amalgamées	87
4.4.2	Les homogénites	90
4.4.3	Les complexes Homogénite-Turbidite (HmTu).....	91
4.4.4	Un nouveau modèle de <i>seismoturbidite</i>	94
5	Traitement et acquisition des données	99
5.1	Données géophysiques	99
5.1.1	Bathymétrie et Réflectivité	99
5.1.2	Sismique rapide	101
5.1.3	Sondeur pénétrateur de sédiment	102
5.2	Données sédimentologiques : carottes du segment Nord.....	103
5.2.1	Caractéristiques des carottes sédimentaires	103
5.2.2	Analyses effectuées à bord	107
5.2.2.1	Banc Photo	107
5.2.2.2	Banc MSCL (Multi Sensor Core Logger)	107
5.2.2.3	Spectrophotocolorimétrie	108
5.2.3	Analyses effectuées à terre.....	109
5.2.3.1	Rayons X	109
5.2.3.2	Spectrométrie de fluorescence X (XRF)	110
5.2.3.3	Diffraction quantitative des rayons X (qXRD)	111
5.2.3.4	Lames Minces	112
5.2.3.5	Granulométrie.....	114

5.2.3.6	Caractérisation des faciès sédimentaires	115
5.2.3.7	Datations radiocarbone et modèle chronostratigraphique	115
5.3	Récapitulatif des mesures/analyses effectuées sur les carottes	120
6	Sources et axes de transferts sédimentaires	123
7	Caractérisation des dépôts sédimentaires profonds	175
7.1	Sources sédimentaires et morphologie des zones de dépôt	175
7.2	Les faciès sédimentaires	176
7.2.1	Hémipélagite	178
7.2.1.1	Hémipélagite simple : Hmpl 1	178
7.2.1.2	Hémipélagite redox : Hmpl 2	179
7.2.1.3	Hémipélagite carbonatée : Hmpl 3	179
7.2.2	Turbidite	180
7.2.2.1	Turbidite carbonatée : Tu 1	180
7.2.2.2	Lamines/turbidites fines carbonatées : Tu 2	183
7.2.2.3	Turbidite redox : Tu 3	184
7.2.2.4	Turbidite mixte : Tu 4	184
7.2.2.5	Turbidite volcanoclastique : Tu 5	185
7.2.2.6	Turbidite hémipélagique : Tu 6	185
7.2.3	Homogénite	186
7.2.3.1	Unimodale : Hm 1	186
7.2.3.2	Bimodale : Hm 2	187
7.2.4	Autres faciès	188
7.2.4.1	Slurry bed : SB	188
7.2.4.2	Pseudo-téphra : PT	189
7.2.4.3	Lamines oxyques: OL	190
7.2.5	Signature géochimique des faciès	193
7.2.6	Caractérisation microscopique des faciès	195
7.3	Répartition des faciès dans les carottes sédimentaires	196
7.4	Discussion : sources et modes de dépôt des faciès	213
7.4.1	Hémipélagites	213
7.4.2	Turbidites	214
7.4.3	Homogénites	215
7.4.4	Autres faciès	215
7.5	Séquences de dépôt	216
7.5.1	Les turbidites amalgamées	216
7.5.2	Les <i>megabeds</i>	217

7.5.2.1	Mégaturbidite	217
7.5.2.2	Complexe Hm-Tu	218
7.5.2.3	Complexe Tu-SB	219
7.5.2.4	Homogénite incomplète	220
7.5.3	<i>Megabeds</i> et profil de sondeur de sédiments	220
8	Relation entre dépôts et déclenchement sismique	225
8.1	Marqueurs stratigraphiques : $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$	225
8.2	Corrélations stratigraphiques (a*)	228
8.3	Modèle chronostratigraphique	231
8.3.1	Datations au ^{14}C : âge des dépôts et des carottes	231
8.3.2	Intégration des corrélations stratigraphiques dans le modèle d'âge	235
8.3.3	Implications : Erosion et nouveau modèle chronostratigraphique	239
8.3.4	Discussion : changements de couleur du sédiment hémipélagite	243
8.4	Cadre spatio-temporel des évènements	245
8.4.1	Définition des dépôts, séquences de dépôt et des évènements	245
8.4.2	Ages et récurrence des évènements	247
8.4.3	Etendue spatiale des évènements et des zones sources impactées	251
8.5	Mode de dépôt associé aux évènements	254
8.5.1	Turbidites amalgamées ou multi-pulse	255
8.5.2	Dépôt synchrone des <i>megabeds</i>	257
8.5.3	Dépôt probable d'une couche de cendres	263
8.5.4	Discussion : déclenchement sismique	265
9	Potentiel sismogène du segment Nord des Petites Antilles	271
9.1	Catégories de séismes	271
9.2	Estimation des magnitudes	273
9.3	Récurrence des évènements sismiques	281
9.3.1	Récurrence des classes de séismes	281
9.3.2	Récurrence des <i>megabeds</i>	282
9.3.3	Spécificités dans l'enregistrement du bassin de Malliwana (CAS16-42PC)	285
9.4	Discussion : Sismicité des segments adjacents de l'arc volcanique	286
10	Synthèse et perspectives	295
10.1	Synthèse	295
10.1.1	Rappel de la problématique	295
10.1.2	Caractérisation des sources et des axes de transfert sédimentaire	296
10.1.3	Caractérisation des faciès sédimentaires	298

10.1.4	Etablissement du cadre chronostratigraphique et identification des dépôts co-	
	sismiques	299
10.1.5	Détermination du potentiel sismogène de la zone et des zones adjacentes	300
10.1.6	Apports scientifiques marquants de la thèse	302
10.2	Perspectives	303
10.2.1	Projets en collaboration	303
10.2.2	Amélioration de l'étude des carottes sédimentaires	304
10.2.3	Nouvelles données géophysiques	306

1 Introduction

1) Problématique générale : la sismicité des zones de subduction et l'apport de la sédimentologie pour les contraindre

L'activité sismique mondiale est essentiellement enregistrée au niveau des zones de subduction (Pacheco & Sykes, 1992). Ces zones sont situées à la frontière entre deux plaques tectoniques dans un contexte de convergence. Au niveau des zones de subduction, la sismicité se répartit à l'interface de subduction entre la plaque plongeante et la plaque chevauchante, dans le panneau plongeant (le *slab*), ainsi qu'au niveau des systèmes de failles présentes dans l'arc volcanique à l'aplomb de la subduction. Les séismes les plus dévastateurs (de type *megathrust*) se produisent à l'interface de subduction au niveau de la zone sismogène localisée de 5 à 50 km de profondeur. Les séismes peuvent toutefois se produire jusqu'à près de 670 km de profondeur dans le panneau plongeant. Les séismes de très grande magnitude ($M_w > 8$), appelés méga-séismes, se produisent avec des récurrences temporelles variables, pouvant excéder les millénaires et demeurent assez imprévisibles (Chris Goldfinger *et al.*, 2013). Ces séismes dévastateurs se répartissent principalement autour de la ceinture de feu, qui correspond aux pourtours de l'Océan Pacifique dont la croûte océanique entre en subduction sous les plaques Amérique du Sud, Caraïbes, Amérique du Nord (segments Cascadia, Alaska et Aléoutiennes), Eurasie, Philippines et Australie. Quatre des cinq séismes de $M_w \geq 9,0$ enregistrés durant la période instrumentale se sont d'ailleurs produits au niveau de la ceinture de feu : $M_w \approx 9,5$ à Valdivia au Chili en 1960, $M_w \approx 9,2$ à Prince William Sound en Alaska en 1964, $M_w \approx 9,0$ au Kamchatka en 1952 et $M_w \approx 9,0$ à Tohoku au Japon en 2011. Le $M_w \approx 9,3$ qui s'est produit au large de Sumatra en 2004 est tristement célèbre à cause du tsunami engendré par le séisme qui a causé le décès d'environ 225 000 personnes. Un séisme dont l'épicentre est sous-marin a en effet le potentiel pour déclencher un tsunami, qui dans certains cas est bien plus meurtrier que le séisme. A l'inverse de l'Océan Pacifique, seules deux zones de subductions sont connues tout autour de l'Océan Atlantique (au niveau des Antilles et des îles Sandwich). Le séisme avec la magnitude la plus importante en Atlantique n'a d'ailleurs pas eu lieu au niveau d'une de ces zones de subduction mais à proximité de Lisbonne et a été estimé à $M_w \approx 8.7$ (USGS). Imprévisibles, les séismes et les tsunamis sont donc des aléas naturels meurtriers pour les populations littorales.

Pour ces raisons, la sismicité mondiale est étroitement surveillée et peut être établie de plusieurs manières. La sismicité instrumentale est celle qui se mesure sur les derniers 120 ans à l'aide de sismographes. La sismicité historique est celle qui est basée sur les écrits du passé faisant référence à des événements catastrophiques qui ont poussé des populations à migrer ou qui sont responsables

de la destruction de constructions humaines (on parle dans ce cas d'archéosismicité, [Caputo & Helly, 2008](#)). La sismicité historique peut remonter jusqu'à deux mille ans (ex : en Méditerranée) mais est très dépendante des civilisations génératrices de textes. Aux Antilles, la sismicité historique ne remonte qu'à quelques siècles. Quand les archives instrumentales et historiques sont insuffisantes pour quantifier la sismicité d'une zone, un recours à des archives plus anciennes peut se révéler très utile. Il s'agit du domaine d'étude de la paléosismologie. Cette discipline englobe la paléosismologie terrestre, qui se base notamment sur des études effectuées sur des escarpements de failles, mais aussi sur de la paléosimologie marine, qui s'intéresse généralement à des observations indirectes car l'accès aux zones de ruptures sous-marines est compliqué. La paléosismologie marine peut se baser sur l'analyse de terrasses marines ([Leclerc et al., 2014](#); [Leclerc & Feuillet, 2019](#)), sur la croissance des coraux (pour des études de paléogéodésie, [Sieh et al., 2008](#); [Weil-Accardo et al., 2016](#)), sur l'analyse de dépôts côtiers ou terrestres de tsunamis ([Cisternas et al., 2005](#)) mais aussi sur l'analyse des dépôts gravitaires sous-marins comme les turbidites ([Goldfinger et al., 2003](#); [Patton et al., 2015](#); [Ratzov et al., 2015](#); [Babonneau et al., 2017](#)). Ce genre d'étude a été initié par [Adams \(1990\)](#) au niveau de la marge des Cascades.

Plusieurs forçages peuvent engendrer des transports gravitaires tels que les séismes, les fortes crues, les coulées pyroclastiques, les vagues de tempête, etc... ([Adams, 1990](#); [Goldfinger et al., 2003](#)). Les séismes peuvent en effet déstabiliser la pente continentale et déclencher des courants de turbidité qui s'écoulent le long de la pente continentale sous l'action de la gravité. Le dépôt résultant d'un courant de turbidité est appelé une turbidite. Il est très important d'arriver à discriminer l'origine sismique comme déclencheur des courants de turbidités. Plusieurs critères peuvent suggérer cette origine comme la large étendue spatiale de ces turbidites ainsi que leur volume important ([Gorsline et al., 2000](#)). Les études basées sur les turbidites consistent en la corrélation de turbidites identifiées dans différentes carottes sédimentaires collectées dans des systèmes turbiditiques indépendants. Diverses méthodes peuvent être utilisées pour corréler les turbidites comme le test de confluence, la datation au carbone 14 (^{14}C), les marqueurs stratigraphiques... Les turbidites déclenchées par des séismes ont été appelées sismoturbidites ([Mutti et al., 1984](#)) ou encore turbidites co-sismiques. Des études basées sur la corrélation de ces dépôts gravitaires ont été menées avec succès dans diverses zones actives : la marge des Cascades ([Goldfinger et al., 2003, 2007](#); [Goldfinger, 2011](#); [Gutiérrez-Pastor et al., 2013](#); [Patton et al., 2013](#)), la marge Ibérique ([Gràcia et al., 2010](#)), la marge Algérienne ([Cattaneo et al., 2012](#); [Ratzov et al., 2015](#); [Babonneau et al., 2017](#)), la marge Nord-Equateur/Sud-Colombie ([Ratzov et al., 2010](#); [Migeon et al., 2017](#)), en mer Ionienne ([Köng et al., 2016](#)), au Japon ([Nakajima & Kanai, 2000](#); [Noda et al., 2008](#); [Usami et al., 2018](#)) et en Nouvelle-Zélande ([Pouderoux et al., 2012a, 2014](#)) tandis que la faisabilité de la méthode est discutée dans d'autres zones comme à Sumatra ([Patton et al., 2013, 2015](#); [Sumner et al., 2013](#)). Dans certaines études, l'observation de dépôts sédimentaires particuliers

a été mise en relation avec l'occurrence de séismes et/ou de tsunamis. C'est le cas des turbidites amalgamées (Nakajima & Kanai, 2000; Van Daele *et al.*, 2017) ou des complexes Homogénite-Turbidite (ou complexes HmTu, composés d'une turbidite grossière suivie d'une homogénite fine) décrits en mer de Marmara (Beck *et al.*, 2007, 2015; Campos *et al.*, 2013a, b) puis en Méditerranée (Polonia *et al.*, 2017a; San Pedro *et al.*, 2017a). Les turbidites amalgamées sont des empilements successifs de turbidites provenant de plusieurs courants de turbidité s'écoulant via différents systèmes turbiditiques (Nakajima & Kanai, 2000; Migeon *et al.*, 2017; Van Daele *et al.*, 2017). Elles mettent donc en avant l'importante étendue spatiale de la zone impactée par le déclencheur sismique, à l'inverse d'autres déclencheurs (ex : crues) ayant une étendue spatiale moins importante (Gorsline *et al.*, 2000). Les complexes HmTu sont des dépôts généralement épais (San Pedro *et al.*, 2017) mettant en évidence un transport de sédiments déclenché par un séisme et/ou un tsunami (Stanley & Blanpied, 1981 ; Hieke, 1984; Chapron *et al.*, 1999; Beck *et al.*, 2012; San Pedro *et al.*, 2017).

2) L'arc des Petites Antilles et la zone d'étude

L'arc des Petites Antilles est l'une des rares zones de subduction où se situent des territoires français (Guadeloupe, Martinique, Saint-Martin et Saint-Barthélemy). Cet arc s'est formé dans un contexte de convergence entre les plaques Caraïbe et Amérique (Nord et Sud), cette dernière entrant en subduction à une vitesse d'environ 2 cm/an dans une direction $\sim N^{\circ}254$ (DeMets *et al.*, 2000; Symithe *et al.*, 2015). La partie nord-est de l'arc, où se situent Saint-Martin, Saint-Barthélemy et Haute-Terre (Guadeloupe), est désormais inactive et composée de plateformes carbonatées. Mais l'arc interne, où se situent Basse-Terre (Guadeloupe) et la Martinique, est toujours actif et subit régulièrement des éruptions volcaniques ou des séismes. Le catalogue sismique de cette zone remonte jusqu'à la fin du 17^{ème} siècle où un séisme de magnitude $M_w \sim 7$ (Feuillet *et al.*, 2011) et d'intensité VII (à Nevis) s'est produit en 1690 au large de Nevis, engendrant par la même occasion des mouvements d'eau reportés par certains auteurs (Feuillet *et al.*, 2011). Depuis, de nombreux séismes ont frappé l'arc antillais avec des magnitudes maximum allant jusqu'à $M_w \sim 7.5$. Seuls deux séismes, considérés comme des méga-séismes (de type *megathrust*) de subduction par certains auteurs, avec des $M_w \geq 8$ (Feuillet *et al.*, 2011; ten Brink *et al.*, 2011) ont frappé les Antilles le 11/01/1839 et le 08/02/1843. Le premier, de $M \sim 8$ maximum, s'est produit à l'est de la Martinique et a détruit la ville de Fort de France (intensité de IX). Le second, de $M_w \sim 8.5$ maximum, s'est produit au nord-est de la Guadeloupe et a détruit la ville de Pointe-à-Pitre (intensité de IX). Pour ce dernier, un retrait de la mer a été reporté (Bernard & Lambert, 1988) et a été suivi par des hautes vagues mais pas de tsunami meurtrier. Cette relative quiescence en terme de méga-séismes pourrait faire penser que l'aléa sismique au niveau de

l'arc Antillais est faible mais certains auteurs ont mis en évidence que les petites Antilles pourraient connaître d'autres méga-séismes (Schellart & Rawlinson, 2013; Hayes *et al.*, 2014).

Afin de mieux contraindre les risques sismiques dans les Petites Antilles, il est nécessaire d'avoir recours à des études de paléosismologie marine car les zones de rupture sont sous-marines et difficile d'accès. Quelques études sur les terrasses marines (Leclerc & Feuillet, 2019) ou sur les coraux (Philibosian *et al.*, 2014, 2015; Weil-Accardo *et al.*, 2016) ont déjà été menées aux Petites Antilles et la présence de turbidites dans l'avant-arc, l'arc volcanique et l'arrière-arc a été apportée par plusieurs auteurs (Reid *et al.*, 1996; Beck *et al.*, 2012; Seibert, 2019), rendant l'utilisation de ces dépôts gravitaires envisageable. Afin de réaliser cette étude, la campagne CASEIS (Feuillet, 2016) a collecté du 27/05 au 05-07/2016 à bord du N/O « Pourquoi Pas ? » des données géophysiques (bathymétrie, réflectivité, profils sismiques, profils CHIRPs) et sédimentaires (carottes piston, *box cores*) le long des pentes insulaires, de l'avant-arc et du prisme d'accrétion antillais, depuis la Martinique jusqu'à la plateforme d'Anguilla. Des données de bathymétrie et réflectivité des campagnes ANTITHESIS 1 et 3 (Marcaillou & Klingelhofer, 2013, 2016) sont également utilisées car elles complètent le jeu de données acquis pendant CASEIS. Cette étude se focalisera sur la partie NE de l'arc (Barbuda-Sombrero), située entre les latitudes N 17°30' et N 19°30'. Dans cette zone, la subduction commence à devenir de plus en plus oblique (environ 50° au large de Barbuda jusqu'à 65° au large de Sombrero) et des changements du contexte géodynamique par rapport aux zones méridionale et occidentale de la subduction sont observées (couplage, épaisseur de sédiment ou segmentation de la marge, Mann *et al.*, 2002; Laigle *et al.*, 2013). Cette zone se situe donc dans une zone intéressante de la subduction des Antilles et marque la transition entre un segment méridional (Antigua-Guadeloupe) où la subduction est frontale à oblique et un segment occidental (Puerto-Rico-îles Vierges) où la subduction est pratiquement sub-parallèle. De plus, les enregistrements récents des sismogrammes montrent l'existence d'un « gap sismique » dans la partie NE de l'arc: peu de séismes ont été répertoriés dans cette zone à l'inverse des deux autres zones adjacentes citées précédemment (Antigua-Guadeloupe et Puerto-Rico-îles Vierges). Une étude de paléosismologie marine est donc nécessaire afin de mieux comprendre et définir l'activité sismique de cette zone et son impact (ou non) sur la sismicité des zones adjacentes de la subduction.

3) Questions scientifiques et objectifs de la thèse

Les deux problématiques principales de la thèse portent sur la caractérisation des sources et des axes de transfert sédimentaire dans la zone Barbuda-Sombrero et sur l'établissement d'un calendrier

paléosismique à partir de l'étude de carottes sédimentaires. Cette thèse part donc sur le principe qu'une étude paléosismique est réalisable au niveau des Petites Antilles.

Contraindre les sources et les axes de transferts sédimentaires est nécessaire afin de mieux caractériser la dynamique sédimentaire depuis les plateformes carbonatées jusqu'aux bassins profonds en prenant en compte les forçages (climat, tectonique, eustatisme) pouvant influencer les apports sédimentaires et l'activité des différents systèmes turbiditiques de la zone. Les données géophysiques (comprenant de la bathymétrie, de la réflectivité, des profils sismiques et des profils de sondeur de sédiments) servent en grande partie à répondre à cette problématique, notamment via la description des principales structures géologiques observées dans la zone (bassins, éperons, vallées, pentes, canyons...) et l'établissement d'une carte morpho-sédimentaire. Un lien avec les données sédimentologiques (les carottes sédimentaires) est cependant nécessaire afin de corroborer ces résultats. La carte morpho-sédimentaire a donc été utile afin de distinguer les sources en commun des différentes carottes sédimentaires et de mieux contraindre la répartition spatiale des dépôts.

L'établissement d'un calendrier paléosismique nécessite une étude détaillée et multi-proxy (propriétés pétrophysiques du sédiment, rayons X, analyse géochimique semi-quantitative, granulométrie, lames minces, contenu microscopique...) des neufs carottes sédimentaires (sept carottes piston et 2 *box cores*). Cette étude a permis de caractériser les faciès sédimentaires afin de distinguer les dépôts évènementiels (turbidites, complexes homogénite-turbidite, turbidites amalgamées...) de la sédimentation marine continue (sédiment hémipélagique). Le cadre chronostratigraphique a ensuite pu être établi à partir d'un modèle hémipélagique « cumulé » à l'aide de datations radiocarbones et de corrélations stratigraphiques basées sur des indicateurs colorimétriques et géochimiques. Les dépôts évènementiels peuvent ainsi être datés afin d'établir un calendrier paléosismique en les corrélant entre les sept carottes piston collectées dans la zone Barbuda-Sombrero. L'identification de certains dépôts évènementiels d'épaisseur conséquente (plusieurs mètres) appelés *megabeds* et servants de marqueurs stratigraphiques a également permis de renforcer les corrélations entre les carottes et de déterminer l'occurrence d'évènements sismiques majeurs, pour lesquels des magnitudes hypothétiques ont été estimées.

Enfin, l'intégration de ces données dans un modèle plus régional (en prenant en compte les enregistrements sédimentaires des zones adjacentes) pourrait être intéressant afin de mettre en avant l'impact ou non des différents segments de la zone de subduction (segments Puerto Rico-îles Vierges, Sombrero-Barbuda et Antigua-Guadeloupe) entre-eux.

4) Organisation du manuscrit

Après cette introduction (chapitre 1), la première partie du manuscrit présente le contexte général de la thèse subdivisé en trois chapitres : 2) le contexte géologique et géodynamique de la zone d'étude, 3) la sédimentation et les systèmes turbiditiques et 4) la paléosismologie marine. Cette partie est une compilation bibliographique sur les différentes thématiques abordées durant la thèse. Le chapitre sur la paléosismologie marine est également représentatif de l'approche utilisée pour cette thèse.

La deuxième partie (chapitre 5) présente l'acquisition, le traitement et l'utilisation des données géophysiques et sédimentologique acquises durant les campagnes ANTITHESES et CASEIS. La présentation détaillée de certaines méthodes sont présentées dans les chapitres 6 (qui est un article en anglais) et 8.3 (pour l'établissement du modèle chronostratigraphique).

La troisième partie présente les axes de la thèse et est subdivisée en quatre chapitres:

Le chapitre 6 s'attarde sur l'étude morpho-sédimentaire de la zone Nord des Petites Antilles. Ce chapitre correspond à un article soumis à *Marine Geology* en janvier 2020 mais refusé en mars 2020. Il a subi depuis des modifications mais n'a pas encore été resoumis.

Le chapitre 7 est une étude multi-proxy des carottes sédimentaires visant à caractériser les faciès sédimentaires et leur mode respectif de dépôt. Cette étude définit également les séquences de dépôts (*megabeds*, turbidites amalgamées) identifiées dans les carottes.

Dans le chapitre 8, toutes ces données sont intégrées dans un cadre chronostratigraphique basé sur un modèle d'âge établi sur la fraction hémipélagique des carottes et comprenant 45 datations au ^{14}C . Des taux de sédimentation faibles ainsi qu'une érosion du matériel hémipélagique par les courants de turbidités diminuent cependant la robustesse du modèle d'âge. Les corrélations stratigraphiques basées sur des marqueurs stratigraphiques ainsi que sur la couleur du sédiment permettent cependant de mieux contraindre le modèle chronostratigraphique. Des modèles de sédimentation des *megabeds* liés au déclenchement synchrone de courants gravitaires et de remobilisation sédimentaire sont également présentés et servent d'argument dans la détermination d'un déclencheur sismique pour la plupart des événements enregistrés dans les carottes

Enfin, le chapitre 9 propose une classification des événements sismiques en fonction de l'étendue latérale des dépôts identifiés pour chaque événement. Des magnitudes sont également calculées à partir de relations empiriques et différentes périodes de récurrence sismique sont mises en évidence. L'enregistrement paléosismique de la zone est également comparé à ceux des segments adjacents, en particulier le segment Antigua-Guadeloupe (Seibert, 2019).

En quatrième partie, la conclusion (chapitre 10) de ce manuscrit synthétise les principaux résultats de la thèse et présente quelques perspectives pouvant permettre de mieux caractériser les dépôts sédimentaires ainsi que les modes de dépôts associés aux évènements sismiques. Des sites potentiels de carottages sont également proposés afin de mieux contraindre la nature des transferts sédimentaires voire d'améliorer le potentiel paléosismique de la zone d'étude.

2 Géodynamique et géologie de la plaque Caraïbe et des Petites Antilles

2.1 La plaque Caraïbe

2.1.1 Contexte tectonique de la plaque Caraïbe

La plaque Caraïbe (Figure 2-1) comprend d'ouest en est une partie de l'Amérique centrale (Honduras, Nicaragua, Salvador et Costa Rica), la mer des Caraïbes, les îles de la Jamaïque, d'Hispaniola, de Puerto Rico et les petites Antilles. La mer des Caraïbes comprend une portion de lithosphère océanique (bassin de Colombie, bassin du Venezuela, bassin de Grenade) ainsi que trois rides : Nicaragua, Beata et Avès. La plaque Caraïbes est bordée par 5 autres plaques tectoniques (dans le sens horaire : Coco, Amérique du Nord, Amérique du Sud, Andes du Nord et Panama) avec lesquelles les interactions tectoniques sont complexes et variées:

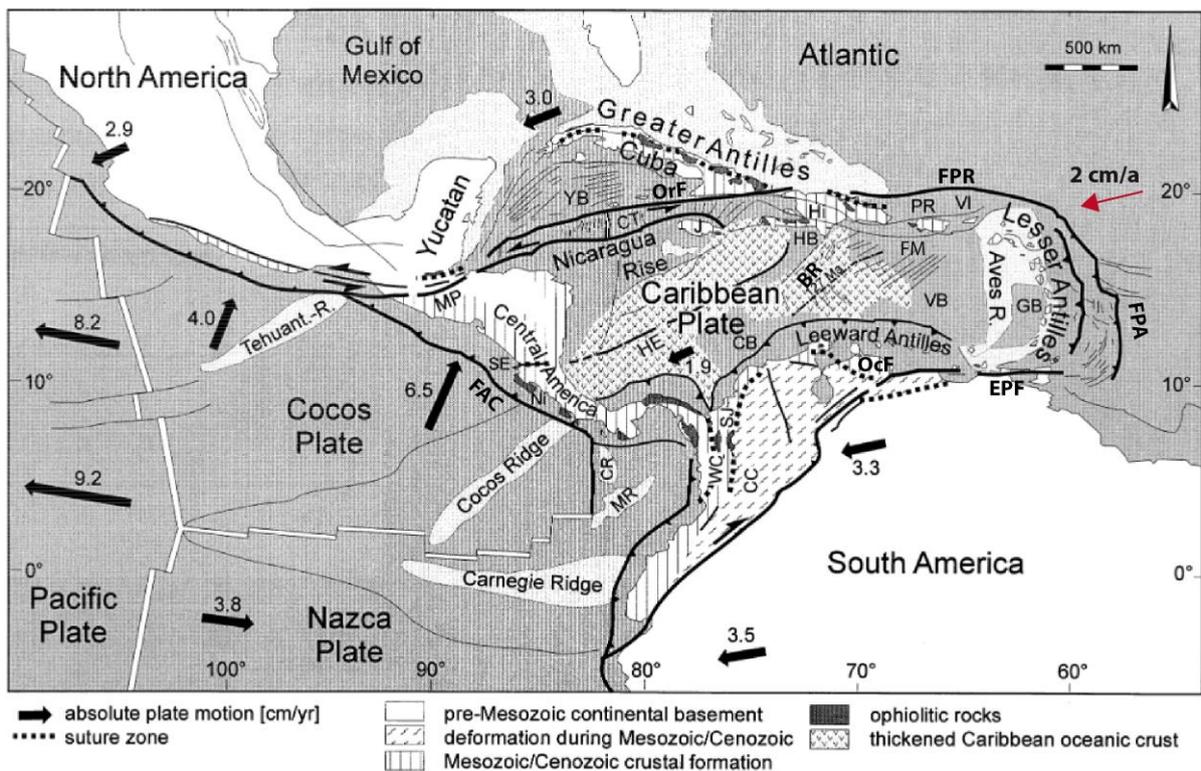


Figure 2-1 : Contexte géodynamique de la plaque Caraïbe (modifié d'après Meschede & Frisch, 1998). La flèche rouge correspond au vecteur vitesse (2 cm/an) de déplacement de la plaque Amérique par rapport à la plaque Caraïbe (d'après DeMets et al., 2000; Smithe et al., 2015). BR : Beata Ridge, CB : Colombia Basin, CC : Central Cordillera, CR : Coiba Ridge, CT : Cayman Trough, EPF : Faille d'El Pilar, FAC : Fosse d'Amérique Centrale, FM : Fosse de Muertos, FPA : Fosse des Petites Antilles, FPR : Fosse de Puerto Rico, GB : Grenada Basin, HB : Haiti Basin, HE : Hess Escarpment, Hi : Hispaniola, J : Jamaica, MP :

Motagua–Polochic Fault System, MR : Malpelo Ridge. Ni: Nicoya, OcF : Faille d’Oca, OrF : Faille d’Orient, PR: Puerto Rico, SE, Santa Elena Fault, SJ: San Jacinto Belt, VB: Venezuela Basin, VI: Virgin Island. WC : Western Cordillera, YB: Yucatan Basin

-A l’ouest, la convergence entre les plaques Caraïbes et Cocos entraîne la subduction de cette dernière sous la plaque Caraïbe au niveau de la fosse d’Amérique centrale ([Figure 2-1](#)).

-Au nord-ouest, la plaque nord-américaine et la plaque Caraïbes présentent un décrochement senestre EO qui se répartit le long de deux failles majeures : la faille d’Orient et la faille de Polochic Motagua ([Figure 2-1](#)). Ces deux failles sont séparées par la fosse des Caymans.

-Au nord-est, la plaque nord-américaine entre en subduction de façon sub-parallèle sous la plaque Caraïbes au niveau de la fosse de Puerto Rico. Au sud de l’île de Puerto Rico, le bassin vénézuélien entre en subduction au niveau de la fosse de Muertos ([Figure 2-1](#)).

-A l’est, sous l’effet d’une convergence de direction N°254 et à une vitesse de 2 cm/an ([DeMets et al., 2000](#); [Symithe et al., 2015](#)), les plaques nord-américaine et sud-américaine entrent en subduction sous la plaque Caraïbes au niveau de la fosse des petites Antilles ([Figure 2-1](#)). Cette subduction est à l’origine de la genèse de l’arc des petites Antilles. La limite entre les deux plaques américaines n’est pas bien définie mais elle serait située au niveau des rides asismiques de Barracuda et Tiburon ([Muller & Smith, 1993](#); [Patriat et al., 2011](#)).

-Au sud, un système de failles décrochantes dextres EO (El Pilar, Bocono et Oca) séparent la plaque Caraïbes des plaques sud-américaines et Andes du Nord ([Figure 2-1](#)). Les bassins vénézuéliens et colombiens entrent en subduction sous les plaques Andes du Nord et Panama.

2.1.2 Formation et évolution de la plaque Caraïbe

Au Jurassique moyen, l’ouverture de l’Océan Atlantique central entraîne la séparation des continents Amérique du Nord et Amérique du Sud au niveau du Golfe du Mexique et forme l’océan « proto-caraïbes ». La formation de la plaque Caraïbe se déroule pendant cette période mais est encore fortement débattue ([Meschede & Frisch, 1998](#); [Keith H James, 2009](#); [Pindell & Kennan, 2009](#); [Boschman et al., 2014](#)). Il existe deux modèles pouvant expliquer son origine et la géodynamique associée : le modèle « Pacifique » et le modèle « in situ » ([Figure 2-2](#)) :

-Modèle « Pacifique »

Ce modèle propose l’initiation et l’épaississement du « plateau caribéen » par un magmatisme de point chaud (Galapagos) au niveau du Pacifique durant le Jurassique et le Crétacé ([Figure 2-2A](#), [Stephan et al., 1990](#); [Pindell & Kennan, 2009](#); [Boschman et al., 2014](#)). Ce plateau aurait été entraîné

vers l'est par la subduction de l'ancienne plaque Farallon jusqu'à induire une inversion de la subduction, entraînant la disparition de l'océan proto-caraïbes (Figure 2-2B & C).

-Modèle « In situ »

Alternativement, ce modèle propose l'initiation et l'épaississement du « plateau caribéen » par une remontée magmatique liée à la décompression entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud (Figure 2-2A', Meschede & Frisch, 1998; Keith H. James, 2009). La subduction orientale de cet ensemble néo-formé commencerait au Crétacé supérieur (Figure 2-2B').

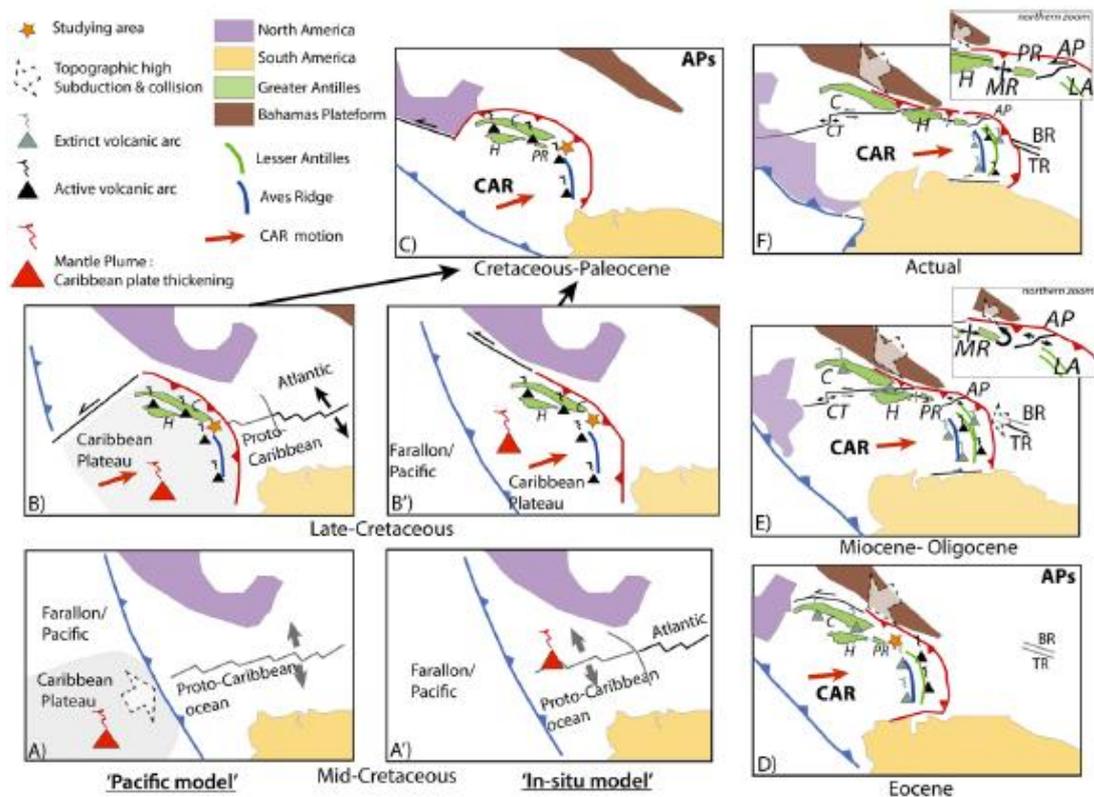


Figure 2-2 : Modèles cinématiques pouvant expliquer la formation de la plaque Caraïbe (Laurencin *et al.*, 2018) : A-B) Modèle Pacifique, d'après Pindell & Kennan, 2009 et Boschman *et al.*, 2014 ; A'-B') Modèle In Situ d'après Meschede & Frisch, 1998 et Keith H. James, 2009) ; E) Bouysse & Westercamp, 1990; Reid & Plumley, 1991; Mann *et al.*, 2005; Laurencin *et al.*, 2017); F) Laurencin *et al.*, 2017. AP: Anegada Passage; APs: American plates; BR: Barracuda Ridge; C: Cuba; CAR: Caribbean plate; CT: Cayman Trough; H: Hispaniola; MR: Mona rift; PR: Puerto Rico; TR: Tiburon Ridge.

Les deux modèles s'accordent à la fin du Crétacé (Figure 2-2C). Durant le Paléocène et l'Eocène, la plaque Caraïbe migre vers l'est et entre en collision avec le Banc des Bahamas (Figure 2-2D). Entre le Miocène et l'Oligocène, les ouvertures du Rift de Mona et du Passage d'Anegada (Mann *et al.*, 2005; Laurencin *et al.*, 2017) renforcent le partitionnement tectonique de l'arc et entraînent respectivement les éloignements entre Hispaniola et Puerto Rico et entre les petites et les grandes Antilles (Figure

2-2E). La formation de l'arc des petites Antilles ainsi que l'implication de la rotation du bloc Puerto Rico-îles Vierges ou PVRI (Reid & Plumley, 1991) sur le segment Nord des petites Antilles seront discutés ci-après.

2.2 L'arc des Petites Antilles

2.2.1 Morphologie

D'une longueur de 2200 kilomètres, la zone de subduction des Antilles s'étend de l'Amérique du Sud jusqu'à Hispaniola (Figure 2-3). De 12°N à 15°N (segment Grenade-Martinique), la subduction est frontale et présente un prisme d'accrétion très large (le prisme de la Barbade), de l'ordre de 200 km (Figure 2-3). De 15°N à 17°N (segment Martinique-Guadeloupe), la subduction devient peu à peu oblique (jusqu'à 16° d'obliquité au large de la Guadeloupe, Molnar & Sykes, 1969; Laurencin, 2016). Le prisme d'accrétion demeure assez large (100-125 km). De 17°N/59°O à 19°N/63°O (segment Guadeloupe-Anegada), l'obliquité de la subduction est encore plus prononcée (de 16° d'obliquité au large de la Guadeloupe à 49° d'obliquité au large d'Anegada, Laurencin, 2016). Le prisme d'accrétion diminue encore plus en largeur (17-40 km, Laurencin, 2016) tandis que la fosse atteint 7000 m de profondeur. Le dernier segment s'étend de 19°N/63°O à 19°N/69°O, des îles Vierges jusqu'à Hispaniola, et fait partie des Grandes Antilles (Figure 2-3). Dans cette zone, la subduction est subparallèle (obliquité à 72° au Nord des îles Vierges, Laurencin, 2016), le prisme est toujours étroit et la fosse est très profonde (au-delà de 7000 m de profondeur).

L'arc des petites Antilles peut être subdivisé en deux arcs principaux : l'arc volcanique actif et interne qui s'étend de Grenade à Saba (en jaune sur la Figure 2-3), et l'arc carbonaté externe ou « *Limestone Caribbees* » (Figure 2-3) qui s'étend de Marie-Galante (Guadeloupe) à Anguilla (en bleu sur la Figure 2-3). Au sud de la Guadeloupe, l'arc externe jouxte l'arc interne (en pointillés bleus sur la Figure 2-3). A l'arrière de l'arc, la ride d'Avès (Figure 2-3) atteint des profondeurs de 1000 à 1500 m en moyenne. Elle est interprétée comme un paléo-arc volcanique actif durant le Crétacé supérieur (Aitken *et al.*, 2011) ou du Crétacé au Paléocène (Allen *et al.*, 2019). Entre la ride d'Avès et l'arc volcanique se trouve le bassin d'arrière-arc de Grenade (Figure 2-3) qui formait probablement avec le bassin de Tobago un bassin unique avant l'émergence de l'arc volcanique actuel (Aitken *et al.*, 2011; Allen *et al.*, 2019). De nouvelles données acquises durant la campagne GARANTI (Lebrun & Lallemand, 2017) ont permis de bien illustrer une forte dissymétrie dans le bassin de Grenade dont le socle méridional est marqué par un approfondissement ainsi que par la présence d'une croûte à nature océanique à environ 80 km de profondeur (Garrocq *et al.*, 2019). Son origine et son évolution sont actuellement étudiées.

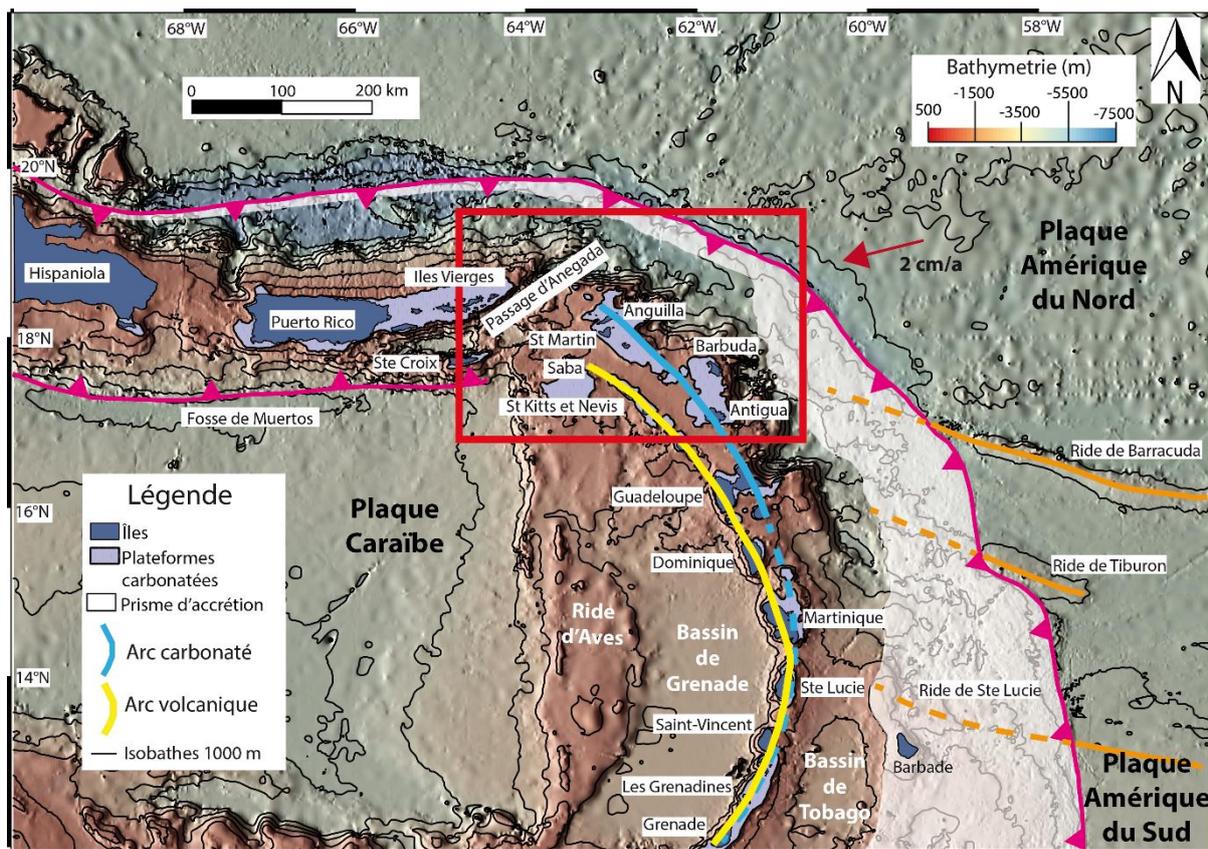


Figure 2-3 : Contexte général de la subduction des Antilles. La flèche rouge correspond au vecteur vitesse (2 cm/an) de déplacement de la plaque Amérique par rapport à la plaque Caraïbe (d'après DeMets *et al.*, 2000; Symithe *et al.*, 2015). Le rectangle rouge localise la zone du segment Barbuda-Sombrero. L'arc carbonaté externe est en bleu et l'arc volcanique interne est en jaune.

2.2.2 Formation et évolution de l'arc des Petites Antilles

Au Crétacé supérieur (Aitken *et al.*, 2011) ou du Crétacé au Paléocène (Allen *et al.*, 2019), le magmatisme induit par la zone de subduction crée la ride d'Avès. L'arc volcanique des petites Antilles s'est ensuite formé en deux périodes principales. De l'Eocène au Miocène inférieur (Bouysse & Guennoc, 1983) ou moyen (Legendre *et al.*, 2018), un retour en arrière du slab entraîne la migration du volcanisme d'arc vers l'est, la ride d'Avès n'étant donc plus alimentée (Allen *et al.*, 2019). C'est l'époque de la formation de l'arc externe des Petites Antilles. Emergent du Nord au sud : les « *Limestone Caribbees* » (Sombrero, Antiguilla, St Martin, St Barthélémy, Barbuda, Antigua et Grande-Terre), Ste Lucie, St Vincent, les Grenadines et Grenade (Figure 2-3 & Figure 2-4). A la fin de l'Oligocène, la subduction d'une ride sismique entraîne une inclinaison vers l'ouest du front volcanique du Nord (Bouysse & Westercamp, 1990). La subduction des rides asismiques (Stein *et al.*, 1982) de Tiburon (Miocène moyen à supérieur ; Pichot *et al.*, 2012) et de Barracuda (Pleistocène, ; Pichot *et al.*, 2012)

n'ont causé probablement qu'un léger décalage transversal du front volcanique (Bouysse & Westercamp, 1990).

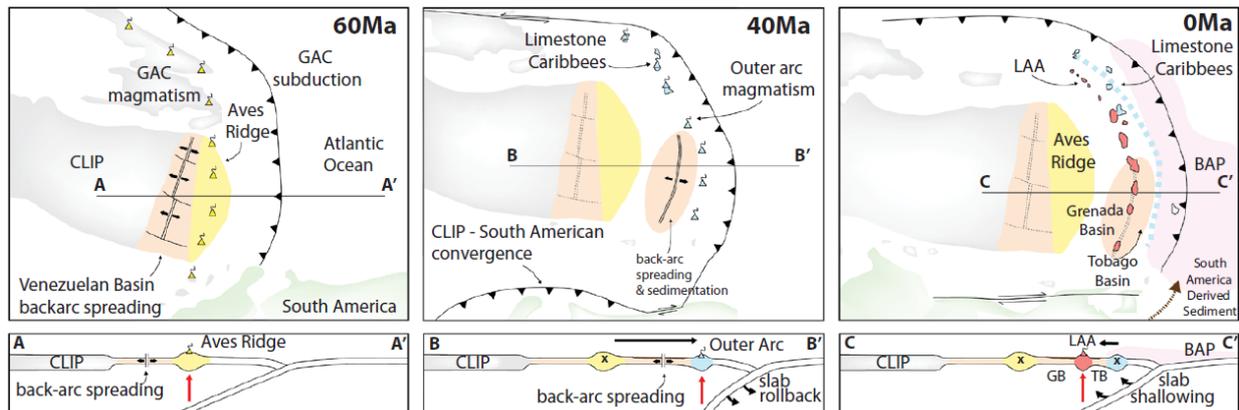


Figure 2-4 : Modèle tectonique de l'évolution de la région occidentale des Caraïbes (Allen et al., 2019). Les emplacements des blocs tectoniques sont basés sur la reconstruction de Boschman et al., 2014. BAP: Barbados Accretionary Prism, CLIP: Caribbean Large Igneous Province, GB: Grenada Basin, LAA: Lesser Antilles Arc, TB: Tobago Basin.

Au Miocène supérieur (Bouysse & Westercamp, 1990), le front est de la plaque Caraïbe (arc des Petites Antilles) est en extension vers le nord-est. On assiste au glissement vers l'est de toute la partie nord de l'arc au-delà de la Martinique, et à la formation d'accidents majeurs transverses à l'arc. La remontée du slab entraîne l'abandon de l'arc externe ainsi qu'un léger décalage vers l'ouest du magmatisme (Allen et al., 2019). Il s'en suit la formation de l'arc interne (LAA sur la Figure 2-4). Il voit du nord au sud la création de nouvelles îles : Saba, St Eustache, St Christophe, Névis, Montserrat, Guadeloupe proprement dite et la Dominique (Figure 2-3).

2.3 Le segment Barbuda-Sombrero

2.3.1 Morphologie

Cette étude se focalise sur le segment Barbuda-Sombrero (

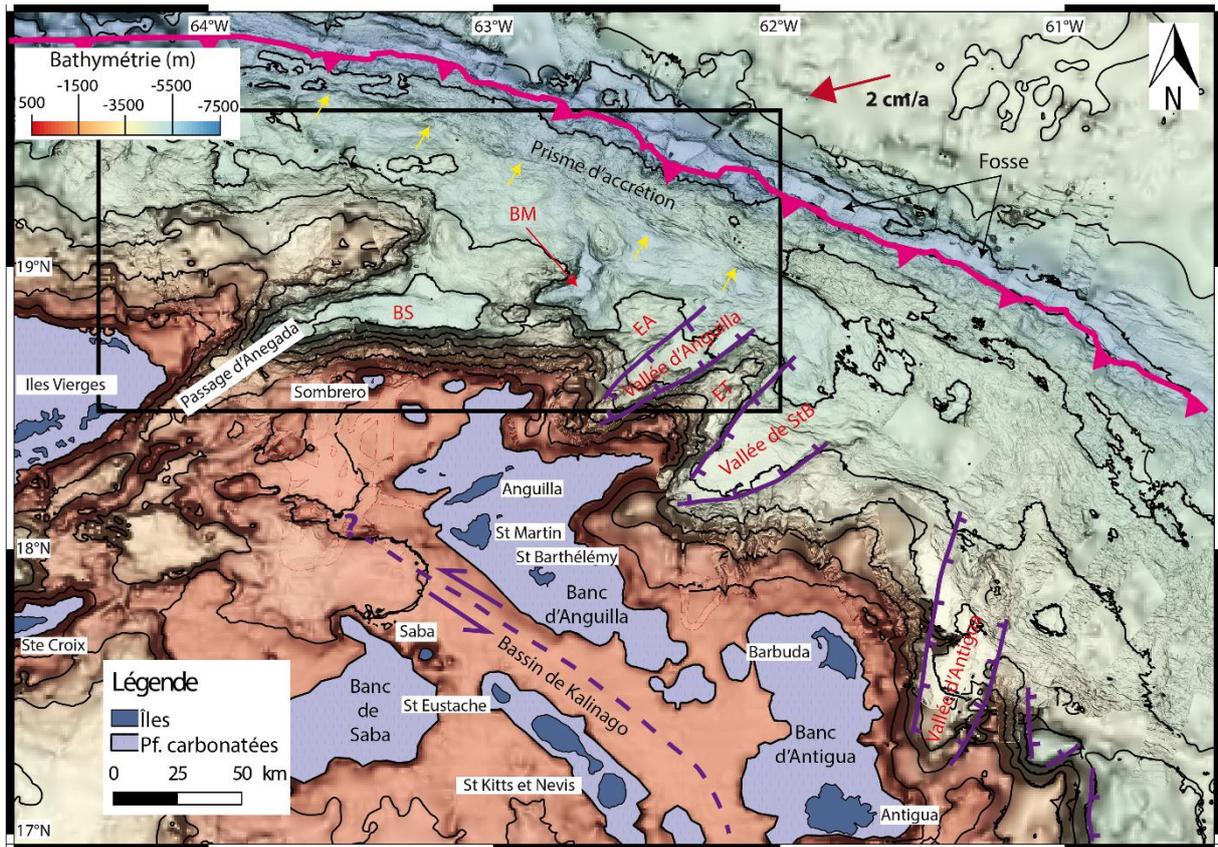


Figure 2-5) situé entre les latitudes N 17°00' et N 19°30'. Ce segment correspond à la zone Nord-Est de l'arc des petites Antilles. Il est notamment composée de l'arc externe qui n'a pas connu d'activité volcanique depuis le Miocène moyen (Legendre *et al.*, 2018), mais aussi de la partie septentrionale de l'arc volcanique avec les îles de St Kitts, Nevis, St Eustache et Saba. Au Nord de la Guadeloupe, les deux arcs sont séparés par le bassin de Kalinago (

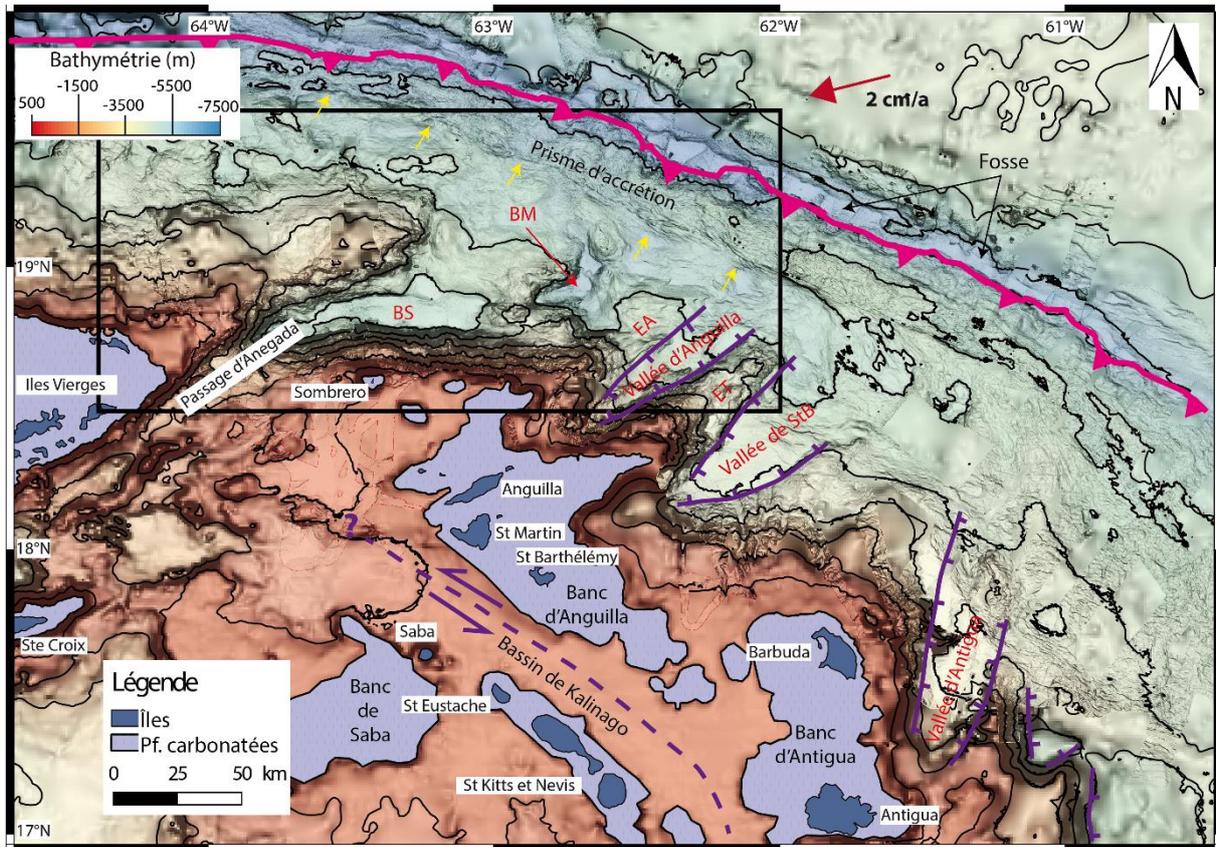


Figure 2-5), qui atteint une profondeur de 800 m (Legendre *et al.*, 2018). Ce bassin est entouré par un système de failles NO-SE (Léticée *et al.*, 2018) qui pourrait correspondre à une zone de partitionnement. Les anciennes îles volcaniques de l'arc externe sont aujourd'hui regroupées au sein de deux plateformes carbonatées larges (Christman, 1953) et peu profondes (de 0 à 200 m de profondeur) : le banc d'Anguilla (îles de l'archipel d'Anguilla, Saint-Martin, Saint-Barthélémy) et le banc d'Antigua (îles d'Antigua et de Barbuda).

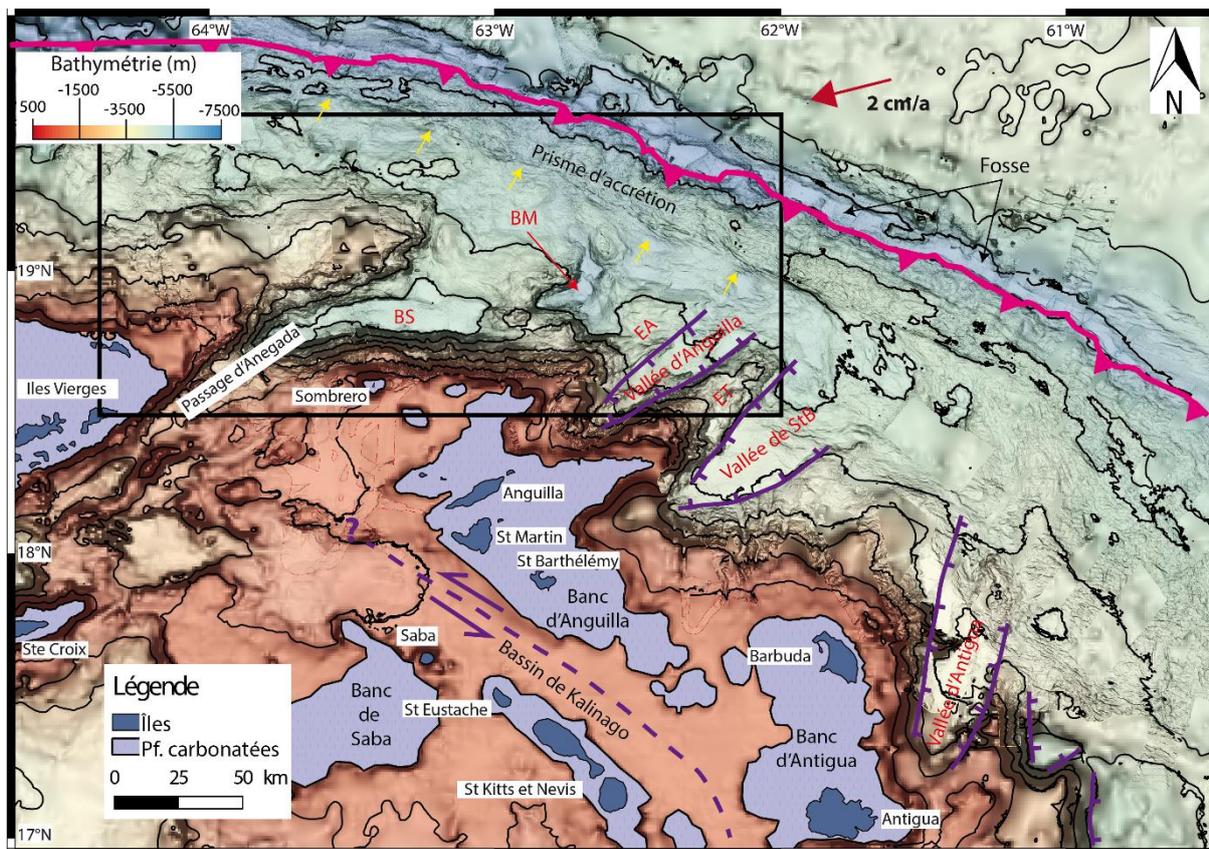


Figure 2-5 : Carte de la zone d'étude, le segment Barbuda-Sombrero. Les flèches jaunes indiquent la faille de Bunce (Laurencin et al., 2019). La flèche rouge correspond au vecteur vitesse (2 cm/an) de déplacement de la plaque Amérique par rapport à la plaque Caraïbe (d'après DeMets et al., 2000; Symithe et al., 2015). Le rectangle noir localise la Figure 1-6. Les failles normales structurant les vallées profondes sont en violet (trait plein). Le système de faille dans le bassin de Kalinago (Feuillet et al., 2002) est illustré par le trait violet en pointillés. BM : Bassin de Malliwana, BS : Bassin de Sombrero, EA : Eperon d'Anguilla, ET : Eperon de Tintamarre.

2.3.2 Structure et évolution du segment Barbuda-Sombrero

2.3.2.1 Structure

Emergées vers l'Eocène supérieur (Léticée et al., 2018), les plateformes carbonatées d'Anguilla et d'Antigua aboutissent sur des pentes insulaires raides (de 10 à 20°, Christman, 1953; Bouysse & Guennoc, 1983a) pouvant atteindre jusqu'à 6000 m de profondeur (au niveau de Sombrero). Les flancs nord de ces plateformes carbonatées sont orientés E-W. La pente s'organise en alternances de vallées (Anguilla, Saint-Barthélémy et Antigua) et d'éperons (Anguilla et Tintamarre), orientés ~ENE-WSW. Il a été proposé que cette succession de vallées et d'éperons ait été structurée par des failles normales (Feuillet et al., 2002). Le bassin d'avant-arc est profond (de 5000 à 7000 m) et composé de quelques bassins à fond plat. Des structures découvertes récemment par Laurencin et al., (2017) au niveau du bassin d'avant-arc ont mis en évidence des bassins en pull-apart (Sombrero, Malliwana), des systèmes de failles décrochantes (Malliwana Fault System ou MFS, Anguilla Fault ou AF) ainsi qu'une structure

en fleur positive (Malliwana Hill, MH sur la [Figure 2-6](#)). Alignées avec le Passage d’Anegada, ces structures formeraient l’extension est du Passage d’Anegada, reliant ce dernier avec la faille de Bunce ([Figure 2-6](#)). Les déformations observées dans le Passage d’Anegada ([Laurencin et al., 2017](#)) ainsi que la faille de Bunce ([Laurencin et al., 2019](#)) pourraient d’ailleurs partiellement accommoder l’augmentation de l’obliquité de la subduction.

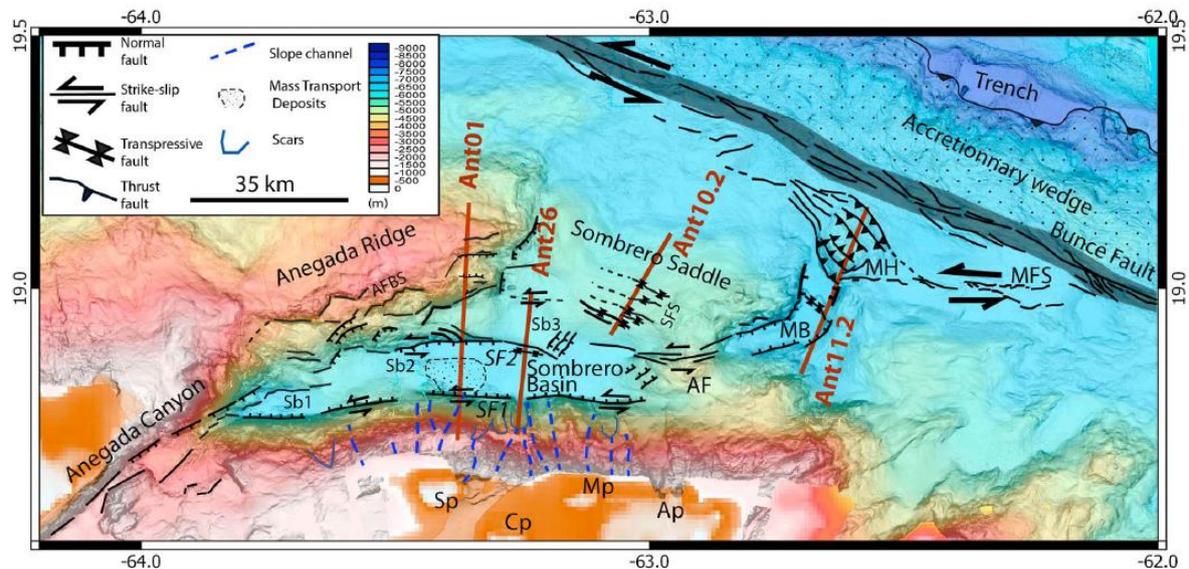


Figure 2-6: Interprétation de données de bathymétrie mettant en évidence les structures composant l’extension orientale du Passage d’Anegada ([Laurencin et al., 2017](#)) qui relie le Passage d’Anegada (depuis Anegada Canyon) jusqu’à la faille de Bunce (Bunce Fault). AF: Anguilla Fault, Ap: Anguilla Platform, AFBS: Anegada Faults and Basin System, Cp: Crocus Platform, MB: Malliwana Basin, MFS: Malliwana Faults System, MH: Malliwana Hill, Mp: Malliwana Platform, Sb1-Sb2-Sb3: three Sombbrero sub-basins, Sp: Sombbrero platform.

Le prisme d’accrétion est étroit (40 km en face de Barbuda, 17 km en face du bassin de Sombbrero ; [Speed, 1985](#); [Kopp et al., 2011](#); [Laurencin, 2016](#)) et ne contient quasiment pas de bassins en piggy-back remplis de sédiments. La fosse est large (4-5 km) et profonde (>7000 m). Entre Barbuda et Anguilla, la fosse a une forme en « u », témoignant d’un remplissage sédimentaire actif et d’une remobilisation des sédiments par des courants ([Laurencin, 2016](#)). Entre Anguilla et les îles Vierges, la fosse a une forme en « v », témoignant d’un faible remplissage sédimentaire provenant uniquement de la sédimentation pélagique ([Laurencin, 2016](#)). A 20-30 km en arrière de la fosse, la découverte de linéaments parallèles au front de déformation se connectant à la faille de Bunce permet d’étendre cette dernière dans la zone d’étude ([Laurencin et al., 2019](#)). Longue de 850 km, cette faille décrochante a été identifiée dans un premier temps de Puerto Rico aux îles Vierges ([ten Brink et al., 2004](#)) avant d’être prolongée de 350 km jusqu’au large de Barbuda où elle s’anastomose à l’intérieur du prisme d’accrétion ([Laurencin et al., 2019](#)). Cette faille marque la limite entre le bassin d’avant-arc et le prisme d’accrétion jusqu’à sa disparition au large de Barbuda.

2.3.2.2 Evolution géodynamique du segment Barbuda-Sombrero

L'évolution de la zone Nord des Petites Antilles a été très influencée par la collision du banc des Bahamas ainsi que par la formation du Passage d'Anegada. Il est considéré comme la limite entre les Petites et les Grandes Antilles mais aussi comme la pointe sud-est du bloc Puerto Rico-Iles Vierges ou PRVI (Masson & Scanlon, 1991). Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer sa formation :

- Le modèle a (Figure 2-7a) relie directement l'ouverture du passage d'Anegada avec l'ouverture des grandes vallées probablement délimitées par des failles normales et présentes dans le segment Barbuda-Sombrero. Ce modèle suppose que l'obliquité de la subduction entraînerait un partitionnement de la zone qui résulterait en une extension NO-SE, impliquant l'ouverture du passage d'Anegada et des grandes vallées du segment Barbuda-Sombrero (Feuillet *et al.*, 2002).
- Le modèle b (Figure 2-7b) interprète le passage d'Anegada comme étant une limite de plaques (Mann & Burke, 1984; van Benthem *et al.*, 2014). Cette zone accommoderait la convergence oblique par un système de failles décrochantes senestres comprenant la *Enriquillo-Plaintain Garden Fault Zone* (EPFGZ), la *Septentrional-Oriente Fault Zone* (SOFZ), la faille de Bunce et le passage d'Anegada. Ce-dernier serait alors composé de bassins « *pull-apart* » en échelon (Mann & Burke, 1984).
- Le modèle c (Figure 2-7c) implique une migration vers le nord-est du bloc PRVI à cause des collisions de la plateforme du banc des Bahamas de la ride de Beata. Cette migration serait accompagnée par une déformation décrochante sénestre (Jany *et al.*, 1990).
- Le modèle d (Figure 2-7d) se base sur des données de paléomagnétisme qui indiqueraient que le bloc PRVI a subi une rotation de 25° de 11 à 4.5 Ma possiblement déclenchée par la collision de la plateforme du banc des Bahamas. Cette rotation aurait ensuite induit l'extension NO-SE des bassins du passage d'Anegada ainsi qu'un mouvement décrochant dextre (Masson & Scanlon, 1991; Mann *et al.*, 2005).

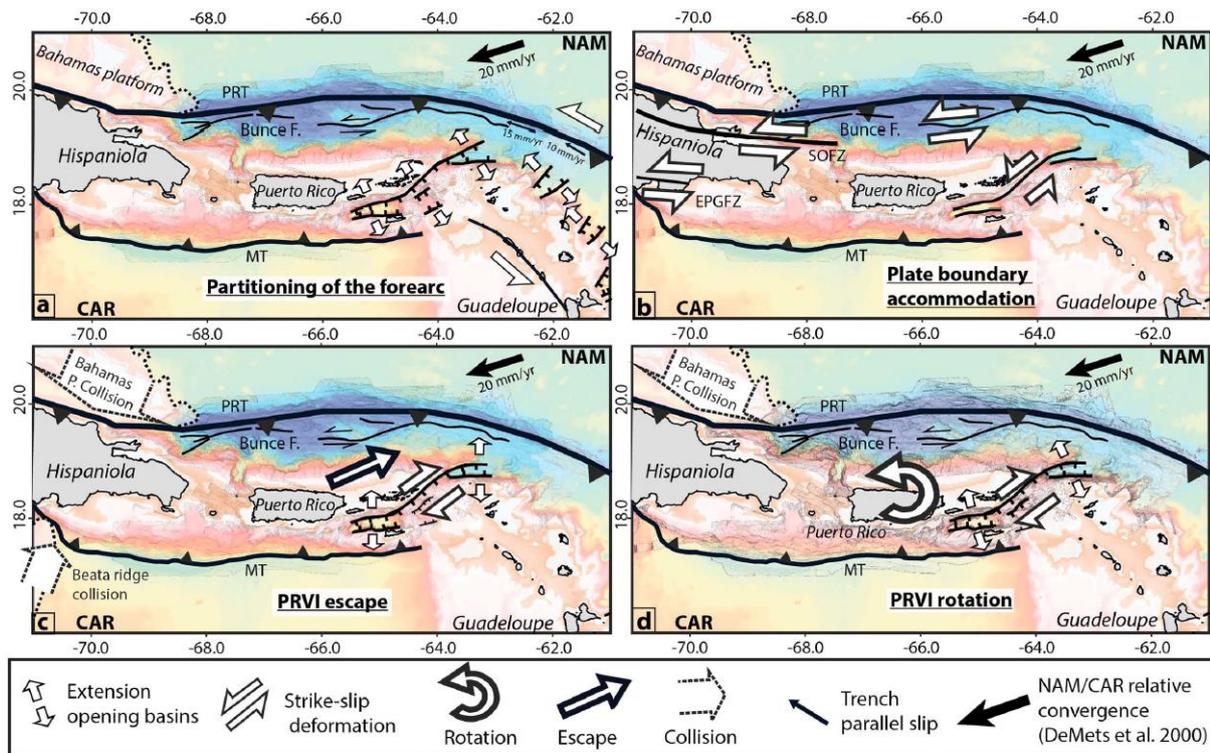


Figure 2-7 : Modèles tectoniques pouvant expliquer la formation du passage d'Anegada (Laurencin et al., 2017) : a) Partitionnement du forearc et extension NO-SE (Feuillet et al., 2002) ; b) Accommodation de la convergence au niveau d'une limite de plaque (Mann & Burke, 1984; van Benthem et al., 2014) ; c) Migration vers le NE (Jany et al., 1990) ou d) Rotation de 25% du bloc PRVI (Masson & Scanlon, 1991; Mann et al., 2005) causée(s) par la collision de la plateforme du Banc des Bahamas. Bunce F.: Bunce Fault, CAR : Caribbean Plate, EPGFZ: Enriquillo-Plaintain Garden Fault Zone, MT: Muertos Through, NAM : North American Plate, PRT : Puerto Rico Through, SOFZ: Septentrional-Oriente Fault Zone.

L'acquisition de nouvelles données lors des campagnes ANTITHESIS 1-3 (Marcaillou & Klingelhoefer, 2013, 2016) a permis de privilégier les hypothèses c et d (Figure 2-7 & Figure 2-8) sans toutefois exclure l'influence du partitionnement (Laurencin et al., 2017). L'extension NO-SE des structures serait alors liée à des phénomènes de transtension (Laurencin et al., 2017). Récemment, la plupart des structures héritées du Passage d'Anegada auraient été réactivées par un cisaillement décrochant senestre associé au partitionnement de la marge.

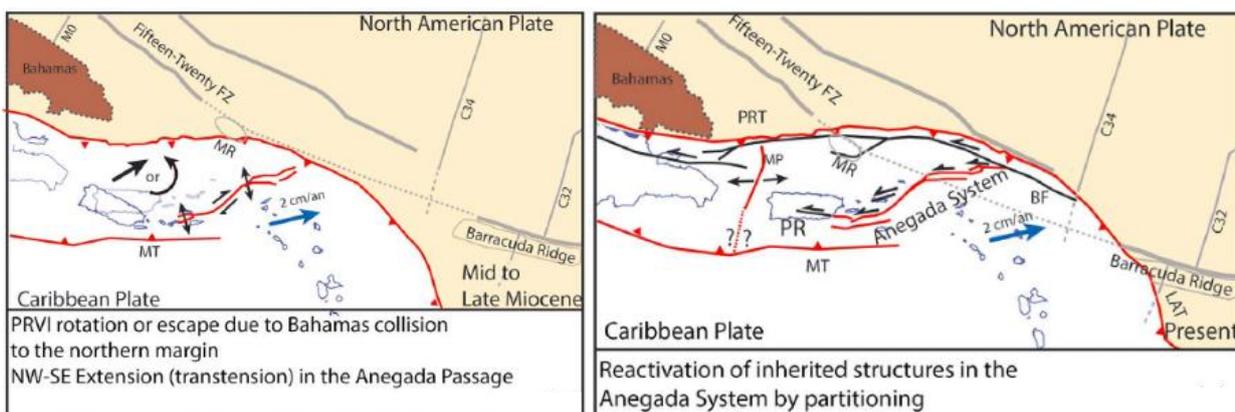


Figure 2-8 : Cinématique interprétée du bloc PRVI depuis le Miocène moyen (Laurencin et al., 2017; modifié de Calais et al., 2016). Les lignes grises (rides, zones de failles et anomalies magnétiques) proviennent du travail de Pichot et al., 2012. Du Miocène moyen à supérieur (gauche), la collision du Banc des Bahamas déclenche le mouvement (rotation ou déplacement vers le nord-est) du bloc PRVI. Récemment (droite), les structures héritées du Passage d'Anegada auraient été réactivées par des systèmes de failles dont l'activité semble liée au partitionnement.

2.4 La plaque plongeante Américaine

La croûte océanique entrant en subduction sous le segment Barbuda-Sombrero fait partie de la plaque Amérique du Nord. Même si la limite entre les deux plaques Amérique (Nord et Sud) n'est pas clairement établie, elle se situerait en effet entre les rides de Barracuda et de Tiburon (Muller & Smith, 1993) située au sud de la zone d'étude. La croûte océanique présente une hétérogénéité souvent observée au niveau d'une croûte océanique entrant en subduction avec par exemple des monts sous-marins, des failles de ploiement, un grain océanique et des ondulations (Figure 2-9, Laurencin, 2016).

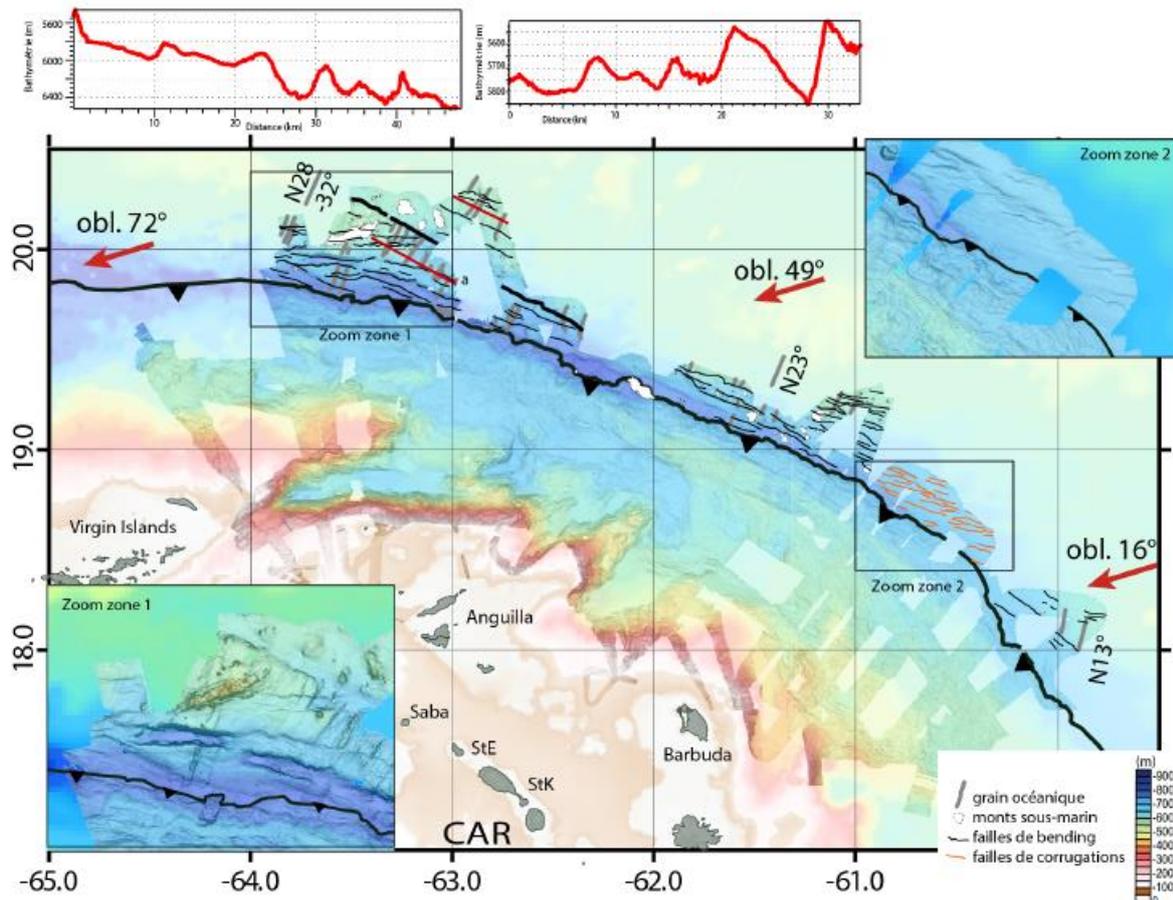


Figure 2-9 : Morpho-tectonique de la plaque Amérique du Nord (Laurencin, 2016). Les flèches rouges indiquent la direction de la plaque AN avec l'obliquité (obl.) en trois zones. L'identification de grain océanique (en gris), de monts sous-marins et de failles de ploiement (ou de bending, en noir) vus en détail sur le zoom zone 1 et de failles de corrugation (ou ondulations, en orange) vues en détail sur le zoom zone 2 prouvent que la plaque Amérique du Nord correspond à une croûte océanique de dorsale lente entrant en subduction.

L'identification d'ondulations (ou failles de corrugation (Cannat *et al.*, 2006), Figure 2-9, Laurencin, 2016) et la présence de *core complex*, un ensemble formé à partir de croûte inférieure et de roches du manteau supérieur exposées à la surface par l'action d'une faille de détachement (Smith *et al.*, 2008) prouvent que cette croûte provient bien d'une dorsale lente (Muller *et al.*, 1993; Laurencin, 2016).

Dans la partie nord des Antilles, le panneau plongeant (ou slab) a un pendage vers le sud. La profondeur du slab n'est pas identique partout dans le segment (Figure 2-10). En effet, le slab sous le sous-segment Anguilla-îles Vierges est 25% moins profond que celui sous le sous-segment Anguilla-Barbuda (Laurencin *et al.*, 2018). Cette différence de profondeur du slab pourrait être due à l'augmentation de l'obliquité dans la zone (16° au large de Barbuda, 49° au large d'Anguilla et 72° au large des îles Vierges ; Figure 2-10). De plus, cela pourrait favoriser le partitionnement au niveau du passage d'Anegada ainsi qu'augmenter le couplage entre les plaques (Laurencin *et al.*, 2018), décrit ci-après.

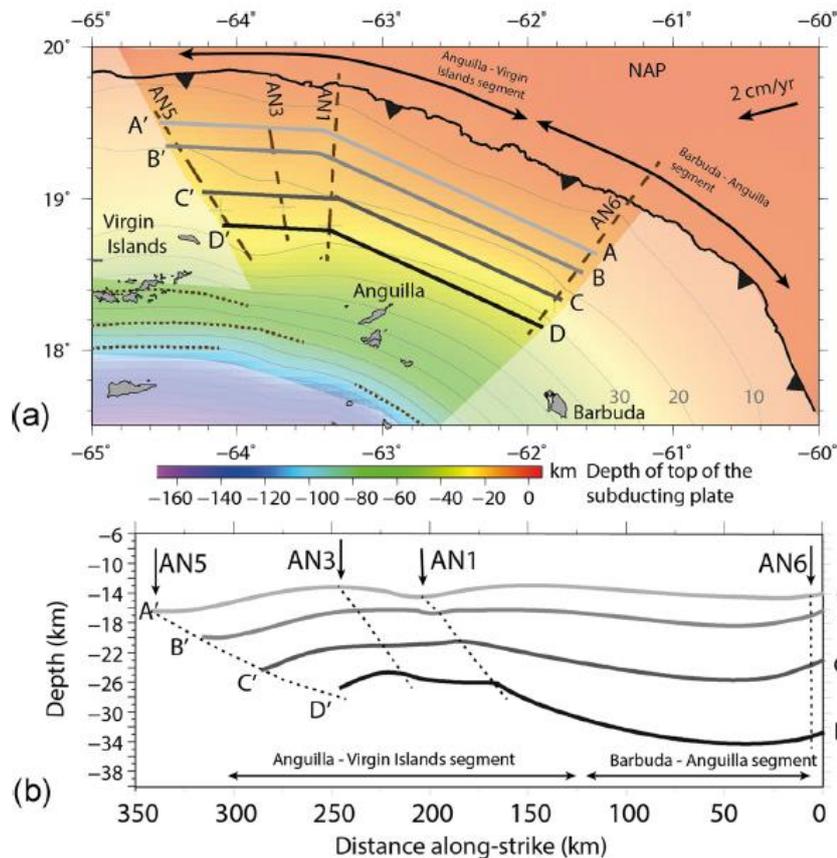


Figure 2-10 : Profondeur du sommet de la plaque plongeante (Laurencin et al., 2018): a) En 3D b) En 2D sur des coupes effectuées à 35 (AA'), 50 (BB'), 75 (CC') et 105 km (DD') de la fosse. Les profondeurs ont pu être établies à l'aide des profils de sismique grand angle en pointillés marrons sur (a) et noirs sur (b): AN1, AN3 et AN5 (Laurencin et al., 2018) et AN6 (Klingelhoefer et al., 2016). NAP: North American Plate.

2.5 Couplage sismique et sismicité

2.5.1 Couplage sismique

Le couplage sismique entre les plaques joue un grand rôle en ce qui concerne la sismicité d'une zone de subduction. Il peut être défini comme le rapport entre le glissement saccadé (ou sismique) et le glissement total (sismique et aisé, Peterson & Seno, 1984). Il dépend des propriétés de la zone sismogène qui correspond à la zone de l'interface de subduction où se produisent les séismes (Brace et al., 2008). C'est au niveau de la zone sismogène que se produit le glissement saccadé ou instable qui est donc générateur de séismes. La zone sismogène est incluse entre deux zones de transition aisé : la zone de transition supérieure, dont la profondeur influence la génération de tsunamis lors de séismes et la zone de transition inférieure (Figure 2-11). La zone sismogène est définie en sa limite amont (donc la limite avec la zone de transition supérieure) par une température de défaut de 100-150°C. Cette température correspond à la transformation smectite-illite et change le comportement du mouvement de glissement stable à glissement instable (Tichelaar & Ruff, 1993). La limite aval de la zone sismogène (donc la limite avec la zone de transition inférieure) est contrôlée par une température de faille d'environ 350°C, température à laquelle la transition cassante-ductile a lieu (Byrne et al., 1988). En termes de profondeur, cela correspond environ à 5-10 km pour la zone amont et 40 ± 5 km (Tichelaar & Ruff, 1993) pour la zone aval, même si ces valeurs peuvent varier en fonction de caractéristiques propres à chaque zone de subduction.

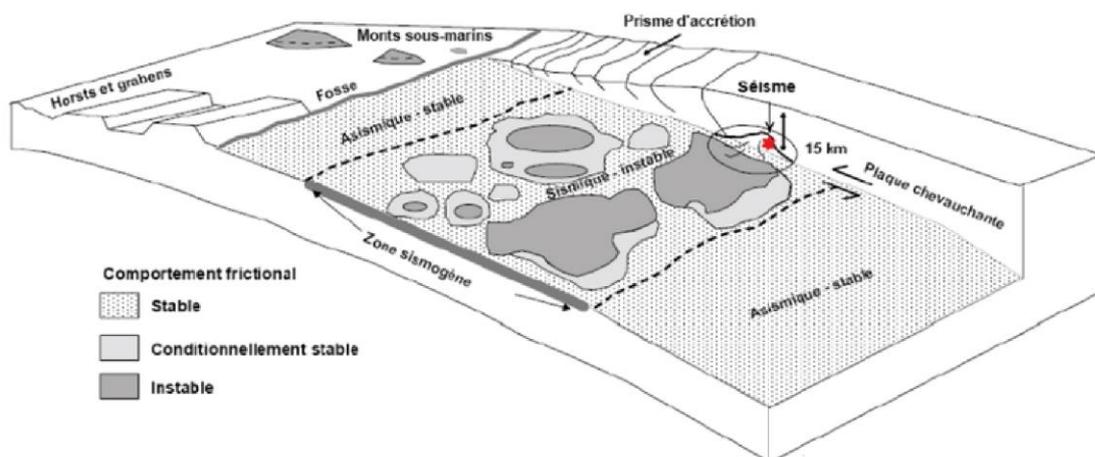


Figure 2-11 : Représentation schématique du contact interplaque d'une zone de subduction (modifié d'après Dixon & Moore, 2007). La zone sismogène (ou instable) est délimitée par deux zones asismiques (ou stables). Elle peut être composée d'aspérités (en gris foncé) à comportement frictionnel qui augmentent la rugosité de la plaque en subduction.

Lorsque le couplage sismique est élevé, la plaque plongeante entraîne des déformations de la plaque chevauchante et est également à l'origine de déplacements verticaux. Ces déformations se produisent durant la phase dite « intersismique » pendant laquelle les contraintes liées à la convergence sont accumulées. La zone sismogène étant bloquée, cela entraîne une subsidence au niveau de la zone supérieure (donc vers la fosse) tandis que la zone inférieure (à l'aplomb du trait de côte) est en surrection (Figure 2-12). Cette phase peut durer des dizaines à des milliers d'années à l'inverse de la phase « co-sismique » pendant laquelle l'énergie accumulée est relâchée en quelques secondes (voire quelques minutes) sous la forme d'un séisme (Figure 2-12). Les zones en surrection durant la phase intersismique se retrouveront en subsidence tandis que les zones qui étaient en subsidence remonteront (Figure 2-12). L'énergie accumulée pendant la phase intersismique n'est cependant pas systématiquement libérée en un coup durant la phase co-sismique.

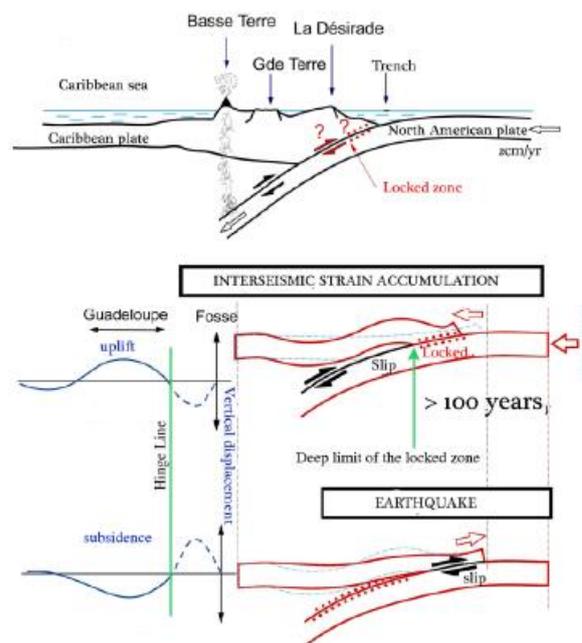


Figure 2-12 : Cycle sismique schématique de la zone de subduction des Petites Antilles au niveau de la Guadeloupe (Leclerc, 2014). Durant la phase intersismique, la Guadeloupe subit une surrection (uplift) tandis qu'elle subside une fois l'énergie libérée par le séisme.

Les déplacements de la plaque chevauchante par rapport à la plaque plongeante qui servent à quantifier le degré de couplage sont principalement mesurés par des études de réseaux géodésiques (GPS). Ces déplacements ne sont pas évidents à contraindre dans la zone, car les systèmes de mesures sont positionnés sur les îles qui sont éloignées de la zone principale de déformation (Figure 2-13B). La

résolution spatiale est donc relativement faible et la déformation de la plaque supérieure est difficilement quantifiable. Au niveau des Petites Antilles, le couplage est hétérogène le long de la marge nord et apparaît faible pour *Symithe et al., (2015)*. *Manaker et al., (2008)* démontrent un couplage faible à modéré dans les segments Martinique-Guadeloupe et Barbuda-îles Vierges (de 0.3 à 0.5) et un couplage faible (≤ 0.2) dans le segment Guadeloupe-Barbuda (*Figure 2-13B*).

La rugosité de l'interface de subduction influence le couplage mécanique entre les plaques qui peut augmenter ou non le couplage sismique. Elle dépend notamment de la présence de reliefs (rides, monts sous-marins...) au niveau de la plaque plongeante. *Lallemand et al., (2018)* ont évalué la rugosité au niveau de segments de subduction mesurant 250 km de long (*Figure 2-13A*). La rugosité de la zone de subduction des Petites Antilles apparaît comme très hétérogène (*Figure 2-13A*), avec des segments « lisses » (Hispaniola-îles Vierges et Ste Lucie-Grenade), un segment modérément rugueux (îles Vierges-Barbuda) et un segment rugueux (Barbuda-Ste Lucie). La rugosité modérée du segment îles Vierges-Barbuda peut s'expliquer par la présence de monts sous-marins (*Laurencin, 2016*) tandis que celle du segment Barbuda-Ste Lucie est due à l'entrée en subduction de trois rides océaniques (Barracuda, Tiburon et Ste Lucie, *Lallemand et al., 2018*). La rugosité modérée du segment îles Vierges-Barbuda impliquerait une récurrence relativement faible concernant les méga-séismes (*van Rijnsingen et al., 2018*). Elle serait d'environ tous les 2000 ans (*Symithe et al., 2015*), voire 3500 ans si on prend en compte des séismes encore plus importants avec des caractéristiques (magnitude, zone de rupture...) semblables à celui de Tohoku Oki (*Symithe et al., 2015*).

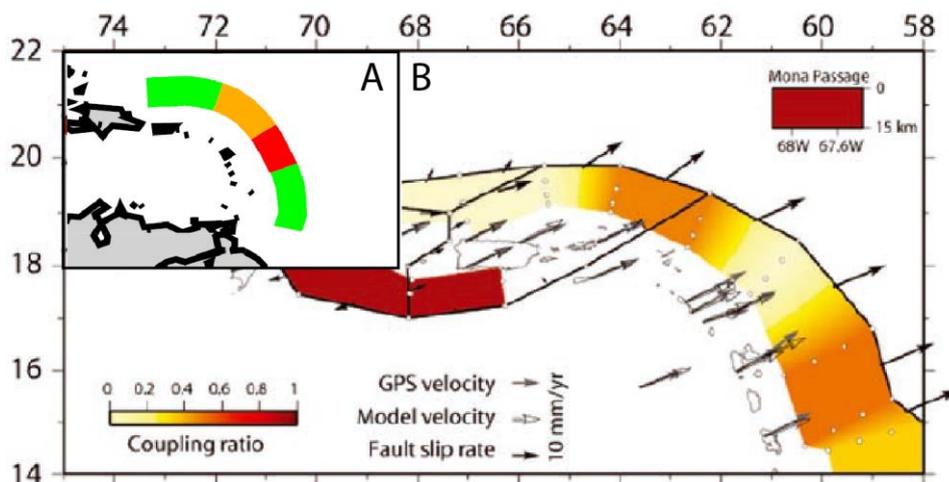


Figure 2-13 : Couplage sismique et rugosité de la plaque plongeante. A) Rugosité de la plaque plongeante de la subduction des Petites Antilles (*Lallemand et al., 2018*). Le segment Barbuda-Sombbrero est en orange, témoignant d'une plaque plongeante modérément rugueuse. Segments verts = faible rugosité, segment rouge = forte rugosité. B) Couplage sismique entre les plaques Amérique et Caraïbe (*Manaker et al., 2008*). Les réseaux géodésiques ont été placés sur les îles.

D'autres paramètres peuvent influencer la sismicité d'une zone de subduction comme le gradient thermique, l'épaisseur des sédiments de la fosse ou encore la nature des sédiments entrant en subduction. Le gradient thermique délimite généralement la zone sismogène entre les isothermes 100-150°C (limite supérieure) et 350°C (limite inférieure). Dans les Antilles, la largeur minimale de la zone sismogène (entre les isothermes 100 et 350°C) est d'environ 80 km au nord de 16°N et de 230 km à 13°N tandis que la largeur maximale (entre les isothermes 100 et 450°C) est d'environ 150 km au nord et jusqu'à 320 km au sud (Gutscher *et al.*, 2013b). Cette différence est due à l'importante largeur du prisme d'accrétion de la Barbade au sud (Gutscher *et al.*, 2013b).

Dans une zone de subduction plus ancienne avec une lithosphère océanique froide, la limite inférieure de la zone de subduction peut être située au niveau de la discontinuité du Moho de la croûte continentale. Dans ce cas, il est proposé que le coin du manteau soit partiellement serpentinisé à partir de fluides provenant de la croûte océanique et les sédiments introduisent donc un glissement stable (Hyndman *et al.*, 1997). Des mesures de flux de chaleur au niveau de la croûte océanique Crétacé (~80 Ma) entrant en subduction au niveau du segment Barbuda-Sombrero donnent des valeurs 30% moindres qu'attendues pour ce genre de croûte océanique (Klingelhofer *et al.*, 2016). Ce faible flux thermique pourrait être expliqué par la présence de fluides qui pourraient percoler dans la croûte supérieure et donc la refroidir. Une autre hypothèse implique la faible vitesse de formation de la croûte océanique au niveau de la ride Atlantique qui aurait alors plus le temps de refroidir (Klingelhofer *et al.*, 2016) et pourrait conduire à l'exhumation des roches du manteau (Smith, 2013), plus froid et chargé en eau. La présence d'eau est donc un paramètre important à prendre en compte pour définir la zone sismogène. Ce constat a déjà été fait au niveau de la plaque plongeante sous le segment Guadeloupe-Martinique. On y observe en effet une répartition hétérogène de la libération d'eau qui est plus importante à proximité de zones de fractures, ce qui a un effet direct sur la génération de séismes (Paulatto *et al.*, 2017).

L'accumulation de fluides interstitiels ainsi que des phénomènes de sur-pression (Figure 2-14) au niveau des zones de transitions inférieure et supérieure (Saffer & Tobin, 2011) peuvent favoriser l'occurrence d'évènements sismiques dont le comportement est différent des séismes de subduction tels que les : *slow slip events* (SSE), *episodic tremors and slip* (ETS), *low-frequency earthquakes* (LFE) et *very low-frequency earthquakes* (VLFE). Ils libèrent l'énergie de manière non catastrophique sur une durée pouvant atteindre plusieurs mois. Certains de ces évènements, comme par exemple les *slow slip events*, sont importants à prendre en compte car leur magnitude équivalente peut être significative et abaisser le niveau de contraintes (Wallace & Eberhart-Phillips, 2013). Ils pourraient donc influencer l'activité sismique au niveau du segment Sombrero-Barbuda qui présente de nombreuses structures

d'échappement de fluides à proximité des systèmes de failles (ex : Bunce) ou sur la croûte océanique (Klingelhoefer *et al.*, 2016).

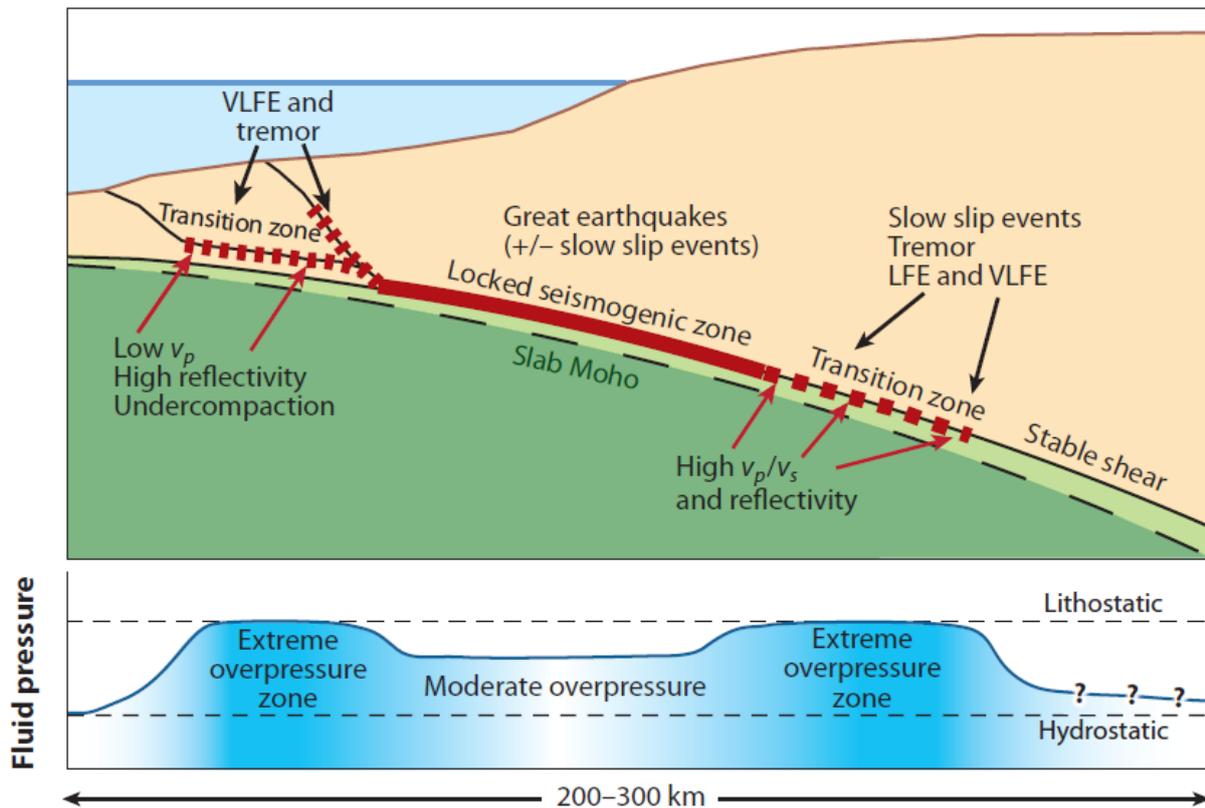


Figure 2-14 : Schéma d'une zone de subduction indiquant la génération d'événements sismiques de faible magnitude (LFE, slow slip events, tremor, VLFE) au niveau des zones de transition qui sont des zones de sur-pression extrême (Saffer & Tobin, 2011). LFE: Low-Frequency Earthquakes, VLFE: Very Low-Frequency Earthquakes.

2.5.2 Sismicité de la plaque Caraïbe

La sismicité autour de la plaque Caraïbes (catalogue global CMT de 1976 à 2014, Figure 2-15) est surtout très importante au niveau des limites ouest et sud-ouest (en ce qui concerne les séismes $M_w > 6$). Localement, les zones du passage de Mona et de Trinité et Tobago ont également dû faire face à de nombreux séismes de $M_w > 6$. En comparaison, seuls quelques séismes de $M_w > 6$ sont catalogués au niveau des Petites Antilles (Figure 2-15). Il est donc nécessaire d'avoir recours à des catalogues plus anciens.

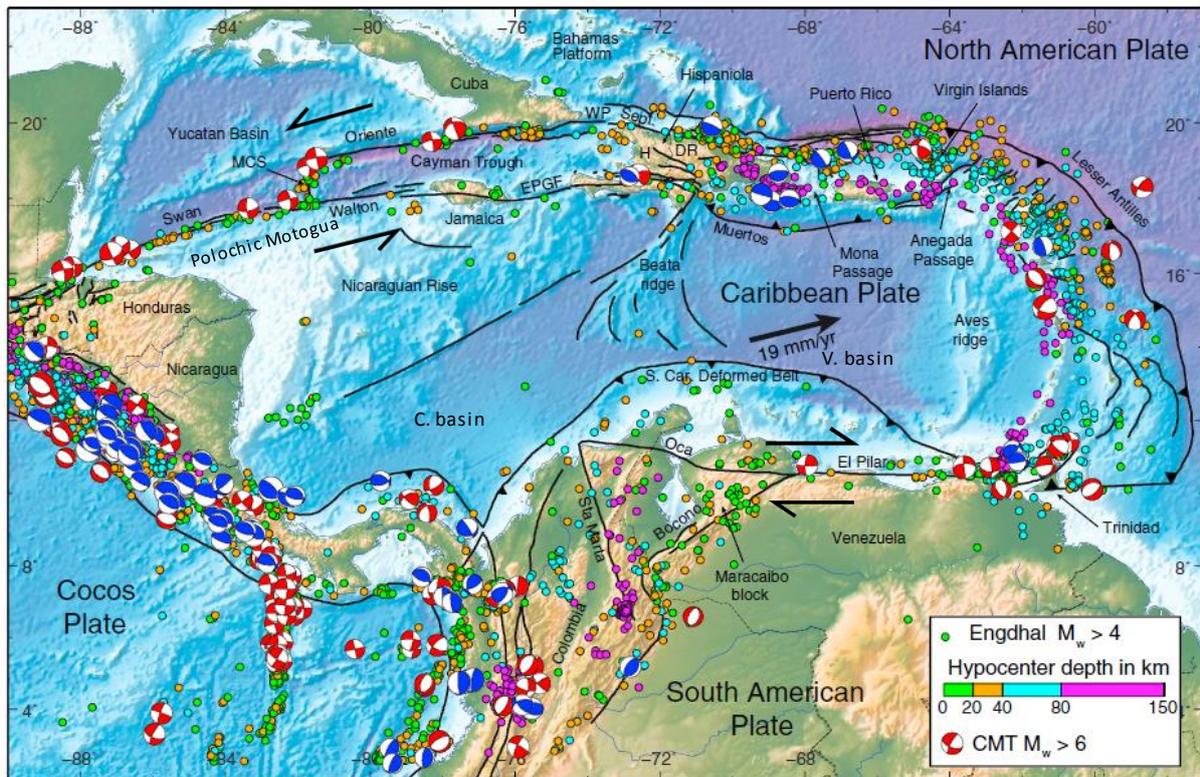


Figure 2-15 : Contexte géodynamique de la plaque Caraïbe (modifié d'après [Symithe et al., 2015](#)). Les cercles colorés (épencentres) proviennent d'[Engdahl et al., 1998](#) et les mécanismes au foyer proviennent du catalogue global CMT (1976-2014). C. basin: Colombian basin, EPGF: Enriquillo Plain Garden fault, DR: Dominican Republic, H: Haiti, MCS: mid-Cayman spreading center, V. basin: Venezuelian basin, WP = Windward Passage.

2.5.3 Sismicité des Petites Antilles

2.5.3.1 Types de séismes

Il est possible de distinguer trois types de séismes aux petites Antilles : les séismes « intraplaques » provoqués par des ruptures au niveau de système de failles sur la plaque chevauchante (Caraïbe), les séismes localisés au niveau du panneau plongeant et les séismes de subduction, pour lesquels la rupture se produit au niveau de la zone sismogène de l'interface de subduction ([Bernard & Lambert, 1988](#); [Feuillard, 1985](#)). Les séismes intraplaques et du panneau plongeant ont généralement une magnitude moindre que les séismes de subduction (mais qui peut cependant être élevée, jusqu'à une magnitude de 7.5). Les séismes intraplaques se répartissent pour la plupart le long de systèmes de failles parcourant l'arc volcanique interne sauf ceux de 1967 et 1974 qui se sont produit au niveau d'un système de faille de l'arc externe (Nord-Antigua, [Tableau 2-1](#)). Parmi les séismes historiques dont les profondeurs ont été évaluées, ceux du panneau plongeant sont le plus profonds, de 50 à 200 km ([Tableau 2-1](#)). Les séismes de subduction ont des magnitudes élevées à très élevées ($M_w \geq 7.5$). Les deux séismes historiques de subduction les plus dévastateurs ont eu lieu le 11 janvier 1839 à l'Est de la Martinique et le 8 février 1843 au nord-est de la Guadeloupe ([Figure 2-16](#)) et

sont considérés comme étant de type *megathrust* par certains auteurs (Feuillet *et al.*, 2011; ten Brink *et al.*, 2011). Le séisme de 1839 aurait eu une magnitude comprise entre 7.5 (Feuillard, 1985) et 8 (Feuillet *et al.*, 2011) et a notamment détruit la ville de Fort-de-France (anciennement Fort-Royal). Le séisme de 1843 est le plus important des séismes ressentis dans cette zone sur les 400 dernières années. Il aurait eu une magnitude comprise entre 7,5 et 8 d'après Bernard & Lambert (1988) et ten Brink *et al.* (2011), 7,8 d'après Dorel (1981), entre 8 et 8.5 d'après McCann *et al.*, 1982, de 8.5 d'après Feuillet *et al.*, (2011) voire même plus que 8.5 (Hough, 2013). Ce séisme a détruit la ville de Pointe-à-Pitre. De par leur proximité temporelle, il est très probable que la zone de rupture du séisme de 1839 ait fragilisé celle du séisme de 1843.

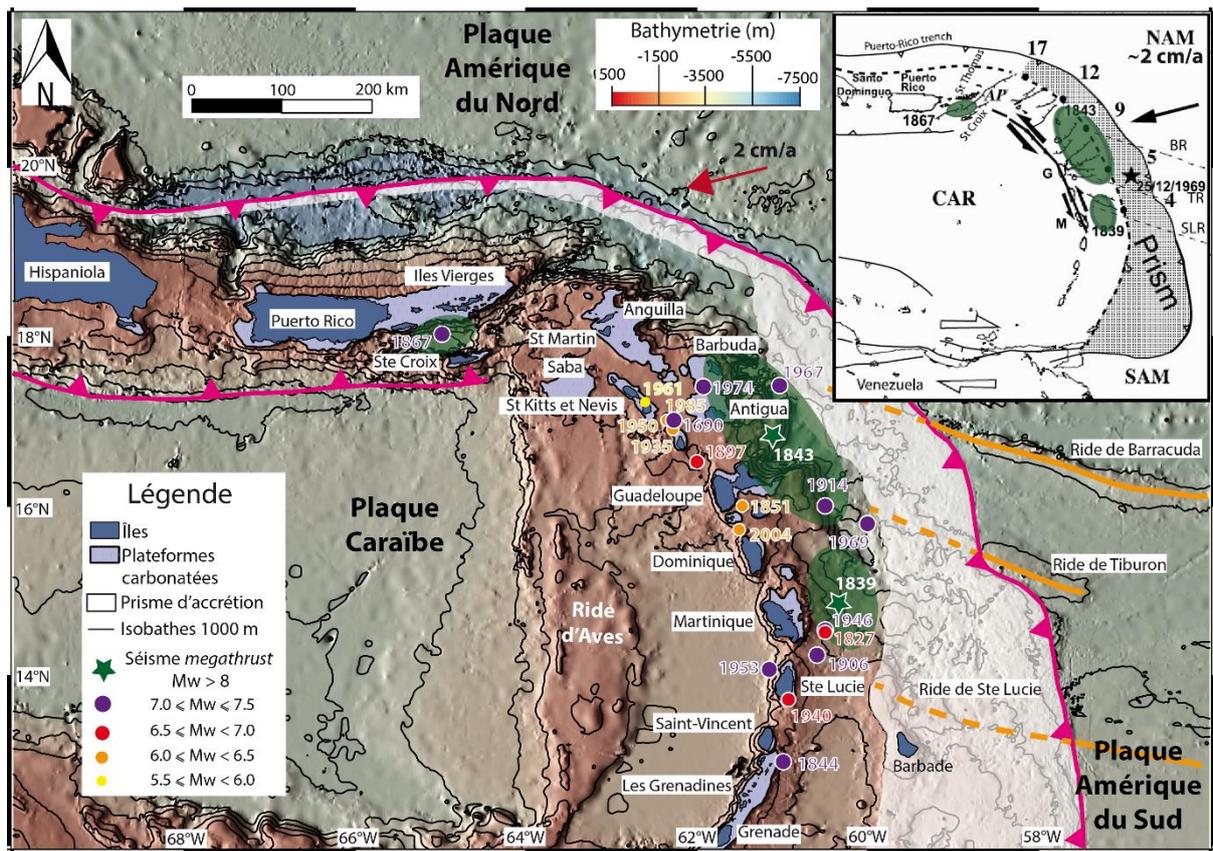


Figure 2-16 : Localisation, date et magnitude des séismes importants ressentis aux Petites Antilles sur les 400 dernières années (d'après les catalogues de Dorel, 1981 et Feuillet *et al.*, 2011). Les publications les plus récentes ont été privilégiées pour la localisation incertaine de certains séismes. Les deux seuls séismes considérés comme de type *megathrust* sont situés avec les étoiles vertes ; l'ellipse verte correspondant à leur zone de rupture associée. La zone de rupture du séisme de 1867 entre les îles Vierges et Sainte Croix est également indiquée. La carte schématique avec les failles provient de Feuillet *et al.*, 2011. BR : Barbuda Ridge, CAR : Caribbean plate, NAM : North American Plate, SAM : South American Plate, SLR: Sainte-Lucie Ridge, TR: Tiburon Ridge. Pour plus d'informations sur les séismes, se reporter au Tableau 1-1.

2.5.3.2 Sismicité instrumentale

La zone de subduction des Petites Antilles a été considérée comme asismique par plusieurs auteurs (Stein *et al.*, 1983; DeMets *et al.*, 2000) en raison de la faible activité détectée avec la sismicité instrumentale mais aussi à cause du taux de convergence faible et de l'âge généralement important de la plaque plongeante. La sismicité instrumentale est hétérogène le long de l'arc des Antilles. Sur la Figure 2-17, les rectangles noirs délimitent trois zones avec une sismicité qui semble importante : à l'Est du Passage d'Anegada, au niveau du segment Saint Kitts-Martinique et enfin au niveau de Trinité et Tobago

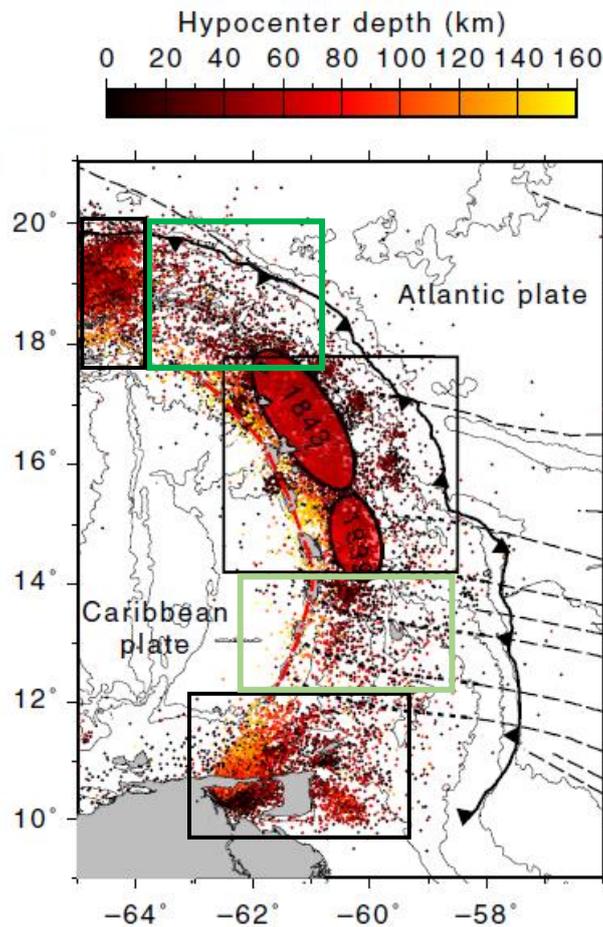


Figure 2-17 : Sismicité de l'arc des Petites Antilles de 1900 à 2015 (catalogue ISC, Paulatto *et al.*, 2017). Les rectangles noirs délimitent des zones où de nombreux séismes ont été ressentis. Les rectangles verts délimitent des zones où un gap sismique peut être observé, ce qui est le cas pour la zone Barbuda-Sombrero (rectangle vert foncé). Les ellipses noires délimitent les zones de rupture des séismes de 1839 et 1843.

. A l'inverse, deux zones semblent enregistrer moins de séismes. Il s'agit du segment Grenadines-Sainte Lucie (en vert clair sur la Figure 2-17) et du segment Barbuda- Sombrero (en vert foncé sur la Figure 2-17). Ceci pourrait s'expliquer par le couplage évalué comme faible à modéré dans

cette zone (Manaker *et al.*, 2008; Symithe *et al.*, 2015). Le recours aux catalogues historiques est donc important afin de mieux comprendre les différents segments de la subduction des Petites Antilles.

2.5.3.3 Sismicité historique

La sismicité historique au niveau de la subduction oblique des petites Antilles remonte jusqu'en 1690. Vingt-et-un séismes de magnitude > 5.5 ont été reportés par différents auteurs (Wilmore, 1952; Gutenberg & Richter, 1954; Robson *et al.*, 1962; Robson, 1964; Sykes & Ewing, 1965; Dorel, 1981; McCann *et al.*, 1982; Feuillet, 1985; Bernard & Lambert, 1988; Girardin *et al.*, 1991; Shepherd, 1992; Lander, 1997; Feuillet, 2000; Feuillet *et al.*, 2002, 2010, 2011; Cara *et al.*, 2005; Bazin *et al.*, 2010) qui ont évalué l'intensité sismique en fonction des dégâts observés à terre. La magnitude de certains séismes a également été calculée ou re-calculée (Feuillet *et al.*, 2011) et est indiquée en gras dans le Tableau 2-1. Dorel (1981) a également calculé le moment sismique de certains de ces séismes, ce qui donne des informations sur la quantité d'énergie libérée lors du séisme. La plupart de ces séismes ont été suivis par des répliques plus ou moins fortes, en particulier pour les événements de 1950 et 1961 où les îles de St. Kitts et Nevis ont dû faire face à de nombreux clusters de séismes dont le plus important a été celui de 29/12/1950 de $M_w=6$ et une intensité maximum de VIII au niveau de l'île de Nevis.

Comme dit précédemment, la plupart de ces séismes sont des séismes intraplaques qui se sont produits au niveau de systèmes de failles associés à l'arc volcanique actif entre Saint-Kitts et Sainte-Lucie. Ces séismes se produisent généralement à de faibles profondeurs (de 0 à 15 km, Tableau 2-1). Dans le sud des Petites Antilles, certains séismes ont des hypocentres profonds, de 100 à 150 kilomètres (Gutenberg & Richter, 1954; Sykes & Ewing, 1965). Cependant, peu d'informations sont disponibles sur ces séismes qui se produiraient possiblement dans le slab et non au niveau de l'interface de subduction. Les moments sismiques calculés par Dorel (1981) donnent des valeurs faibles (de 0.07 à 2.2×10^{27} dyne.cm) pour ces séismes comparées à ceux de 1690 (13×10^{27} dyne.cm), 1839 (6.4×10^{27} dyne.cm) et 1843 (13×10^{27} dyne.cm). Il est probable que ces séismes n'aient eu qu'un faible impact sur les Petites Antilles. Concernant les séismes de 1839 et 1843, ils ont été respectivement localisés à 30 et 40 kilomètres de profondeur, ce qui correspond bien au contact interplaque (Symithe *et al.*, 2015). L'intensité des dégâts observés à terre (intensité de IX, Tableau 2-1) et leur localisation près des côtes associés à des magnitudes calculées importantes ($M_w \geq 8$) font de ces deux séismes les plus dévastateurs qui ont eu lieu aux Petites Antilles. Mais qu'en est-il dans un passé plus lointain? Comme les catalogues historiques ne remontent qu'à environ 400 ans et que la récurrence des méga-

séismes peut être supérieure à 1000 ans, il est nécessaire d'avoir recours à d'autres méthodes afin d'obtenir des catalogues qui s'étendent plus dans le passé.

Date	Coordonnées		Depth (km)	Localisation de l'épicentre	Nom du système de faille associé	Mw/Ms	Intensité maximum (Localisation)	Citations
	°N	°W						
16/04/1690	17.02	62.28	15	Entre Nevis et Montserrat	Montserrat Havers-Redonda	7.0	VIII (Nevis)	Feuillard (1985), Feuillet et al. (2011)
01/12/1827	14.5	60.5		Est Martinique		6.5	VII (Martinique)	Isocoists
11/01/1839	14.8	60.3	30	Est Martinique	(Megathrust earthquakes)	8.0	IX (Martinique)	Robson (1962), Dorel (1981), Feuillard (1985), Feuillet et al. (2011)
08/02/1843	16.73	61.17	40	Nord-Est Guadeloupe		8.5	IX (Guadeloupe, Antigua, Barbuda, St Kitts et Nevis, Montserrat)	Robson (1962), Feuillard (1985), Shepherd (1992), Feuillet et al. (2011)
30/08/1844	13	61	150	SE Saint-Vincent		7	VIII (Saint-Vincent)	Isocoists
16/05/1851	16	61.52	15	Est Basse-Terre (Guadeloupe)	Morne Piton	6.0	VII (Guadeloupe)	Feuillard (1985), Bernard and Lambert (1988), Feuillet (2000), Feuillet et al. (2004a, 2011)
18/11/1867	18	65	33	Sud îles Vierges		7.5	IX (îles Vierges)	Zahino et al. (2003)
29/04/1897	16.42	61.93	15	Nord-Ouest Guadeloupe	Bouillante-Montserrat	6.5 à 7	VIII (Guadeloupe)	Feuillard (1985), Feuillet et al. (2011)
	16.18	61.55	15	Centre Guadeloupe	Gosier	5.5	VIII (Guadeloupe)	Bernard and Lambert (1988), Feuillet et al. (2002)
16/02/1906	14.2	60.5	50	SE Martinique, NE Sainte-Lucie		7.5	VIII (Martinique, Sainte-Lucie)	Dorel (1981), Isoceists
	15	61	100					Gutenberg & Richter (1954)
03/10/1914	16	61	100	Est Guadeloupe		7.4	V (Guadeloupe, Dominique, Martinique, Antigua)	Gutenberg & Richter (1954)
	16	60.5	50					Dorel (1981), Isoceists
10/11/1935	16.79	62.33	15	Nord-Ouest Montserrat	Montserrat-Havers	6.2	VIII (Montserrat)	Gutenberg and Richter (1954), Robson (1964), Feuillet et al. (2010)
05/07/1940	13	61.2	100	Sainte-Lucie		6.5	VI (Sainte-Lucie)	Gutenberg & Richter (1954)
21/05/1946	14.5	60.5	50	Nord-Est Martinique		7	VIII (Martinique)	Gutenberg & Richter (1954)
	14.8	60.5						USGS or NEIS
29/12/1950	17	62.5	15	Entre St Kitts et Nevis	St Kitts et Nevis	6.0	VIII (Nevis)	Willmore (1952), Robson et al. (1962)
19/03/1953	14.1	61.2	134	Nord-Ouest Sainte-Lucie		7.5	VII (Martinique, Sainte-Lucie, Saint-Vincent)	Sykes & Ewing (1965)
02/11/1961	17.21	62.68	15	Entre St Kitts et Nevis	St Kitts et Nevis	5.5	VII (Nevis)	Willmore (1952), Robson et al. (1962), Sykes and Ewing (1965)
24/12/1967	17.4	61.1	24	NE Antigua, SE Barbuda		7	V (Antigua, Barbuda, Guadeloupe)	Pasadena, ISC
25/12/1969	15.8	59.6	1	Est Dominique		7.2	VI (Guadeloupe, Martinique, Dominique)	ISC, USGS or NEIS
08/10/1974	17.37	61.92	41-30	Entre Anguilla et Barbuda	Nord-Antigua?	7.4	VIII (Antigua, Barbuda)	McCann et al. (1982), Feuillard (1985)
16/03/1985	17.02	62.28	8	Entre Nevis et Montserrat	Redonda-Nevis	6.3	VI (Nevis, Montserrat)	Feuillard (1985), Girardin et al. (1991), Lander and Whiteside (1997)
21/04/2004	15.75	61.54	10	Nord Dominique	Roseau	6.3	VIII (Nord Dominique, Les Saintes)	Feuillard (1985), Cara et al. (2005), Bazin et al. (2010), Feuillet et al. (2011)

Tableau 2-1 : Principales caractéristiques (date, latitude, longitude, profondeur, système de failles associé à la rupture, Mw et intensité maximum) des vingt-cinq séismes les plus importants ($M_w \geq 5.5$) ressentis aux petites Antilles (modifié d'après Dorel, 1981 ; Zahibo and Perinovski, 2003 ; Feuillet et al., 2011). Les caractéristiques concernant certains séismes peuvent être différentes en fonction des auteurs ou des bases de données. Les magnitudes en gras correspondent à des magnitudes de moment tandis que les autres (Ms) sont calculées à partir des ondes de surface.

2.6 Les autres aléas naturels

2.6.1 Les tsunamis

Aux Petites Antilles, le risque tsunamigène était assez peu pris en considération mais il a été réétudié après le tsunami dévastateur de Sumatra. La plupart des catalogues historiques (Lander, 1997; Zahibo & Pelinovsky, 2001; Lander et al., 2002; O'loughlin & Lander, 2003) ne relatent pas que

des tsunamis mais prennent également en compte d'importants mouvements d'eau comme des hautes vagues ou une mer agitée. Ces catalogues remontent jusqu'à plus de 500 ans (Engel *et al.*, 2016). Cependant, la véracité de tous ces événements n'est pas établie car certains auteurs se contredisent (Lander *et al.*, 2002). Plusieurs éléments peuvent déclencher ces mouvements d'eau :

-Des tsunamis tectoniques liés à la sismicité de la zone de subduction (Lander *et al.*, 2002). Des tsunamis d'origine tectonique ont été reportés lors des séismes de 1690, 1843 et 1985. Ce dernier a également provoqué des événements secondaires tels que des effondrements de falaises, de glissements au niveau de dômes volcaniques, la subsidence de petites îles ou l'émergence de fontaines de boue.

-Des télétsunamis (en rouge dans le [Tableau 2-2](#)) dont l'épicentre est situé à plus de 1000 km (Lander *et al.*, 2002). De nombreux télétsunamis ont également frappé les Antilles. Parmi les plus lointains, le tsunami provoqué par le séisme de Lisbonne du 1^{er} Novembre 1755 a traversé tout l'Océan Atlantique et été répertorié au niveau des îles de la Guadeloupe, de la Martinique, d'Antigua et de la Barbade (Moreau de Jonnés, 1822 ; Ballet, 1890). D'autres tsunamis suprarégionaux (en bleu dans le [Tableau 2-2](#)) provenant des séismes du 7 mai 1842 en Haïti ou du 22 avril 1991 vers le Panama ont également frappé les Antilles.

-Des tsunamis déclenchés par des glissements de terrains ou des tsunamis volcaniques déclenchés par des explosions volcaniques, effondrement de caldera (Lander *et al.*, 2002). Des tsunamis ont été répertoriés après l'effondrement d'un dôme volcanique (ex : effondrement du dôme volcanique de Soufrière-Hills à Montserrat en 2003) ou lors de l'entrée en mer de coulées d'origine volcanique comme des lahars (ex : 05/05/1992 en Martinique) ou des coulées pyroclastiques (ex : 07/05/1992 en Martinique).

-Des tsunamis déclenchés par des glissements de terrain qui peuvent avoir une origine sismique (Lander *et al.*, 2002). Ceux-ci ont cependant un impact assez local.

Dans quelques cas rares, l'origine des tsunamis demeure inexplicée mais est probablement liée à des séismes non ressentis à terre voire à des éléments atmosphériques (Zahibo & Pelinovsky, 2001). La vulnérabilité des côtes antillaises, où la plupart des populations vivent, rend cet aléa naturel particulièrement dangereux. De plus, il y a assez peu d'informations concernant les tsunamis de haute-amplitude qui auraient une récurrence plus importante (Rowe *et al.*, 2009).

Date	Origine	Localisation de l'épicentre/du volcan	Iles où des mouvements d'eaux ont été reportés (description)	Citations
16/04/1690	M~7 Séisme	Entre Nevis et Montserrat	Nevis	Feuillard (1985), Lander et al. (2002), Feuillet et al. (2011)
01/11/1755	Séisme	Lisbonne	Barbade, Martinique, Dominique Antigua, St Martin, Saba	Affleck (1809), Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
31/03/1761	Séisme	Lisbonne	Barbade	Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
24/04/1767	Séisme	Sud-Ouest Barbade	Barbade, Martinique (mer agitée)	Robson (1964), Lander and Whiteside (1997), BRGM (2011)
19/03/1802	Séisme	Est Nevis	Antigua, St. Kitts (Grande agitation de la mer)	Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
30/11/1823	Séisme		Martinique (Dommages à Saint Pierre Harbour)	Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
09/09/1824 13/09/1824	Séismes	Basse Terre (Guadeloupe)	Montserrat (montée importante du niveau de la mer)	Zahibo and Pelinovsky (2001)
30/11/1824	"Chocs sévères"	Saint Pierre Harbour (Guadeloupe)	Guadeloupe (Très haute vague, bateaux échoués sur le littoral)	Zahibo and Pelinovsky (2001)
03/12/1831	Séisme	Grenade/St. Vincent?	Trinidad, Antigua, St Kitts (Mer très violente)	Lander and Whiteside (1997)
02/08/1837	"Plusieurs chocs"		Martinique (grande vague, en même temps qu'un ouragan)	Lander and Whiteside (1997)
07/05/1842	M>8 Séisme	Port-au-Prince (Haïti)	Guadeloupe (jusqu'à 18 m de hauteur de déferlement), Antigua, Grenade	Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
08/02/1843	M~8.3 Megathrust Séisme	NE Guadeloupe	Antigua, Guadeloupe (jusqu'à 18 m de hauteur de déferlement)	Sainte-Claire Deville (1867), Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
18/11/1867	M~7.5 Séisme	Sud îles Vierges	Grenade, Guadeloupe (jusqu'à 10 m de haut à Ste Rose), Antigua + Hautes eaux en Martinique et à St Vincent	Lander and Whiteside (1997), Lander et al. (2002), Zahibo et al. (2003), NOAA/NESDIS
11/03/1874	"Choc sous-marin"	Sud-Est Iles Vierges	Dominique (rouleaux marins)	Lander and Whiteside (1997)
05/05/1902	Lahar	Montagne Pelée (Martinique)	Martinique (à St. Pierre, tsunami de 4-5 m de haut)	Bryant (2001), NOAA/NESDIS
07/05/1902	Coulée pyroclastique	Montagne Pelée (Martinique)	Martinique (à Fort de France)	Bryant (2001), NOAA/NESDIS
30/08/1902	Eruption volcanique	Montagne Pelée (Martinique)	Martinique (à Fort de France, retrait de la mer et montée d'un mètre)	Heilprin (1903)
25/12/1969	M~7 Séisme	Est Dominique	Barbade, Dominique, Antigua	Lander and Whiteside (1997), BRGM (2011), NOAA/NESDIS
16/03/1985	Mw~6.4 Séisme	Entre Nevis et Montserrat	Guadeloupe	Lander and Whiteside (1997), NOAA/NESDIS
12/07/2003	Effondrement d'un dôme volcanique	Soufrière Hills (Montserrat)	Montserrat (vague de 4 mètres de haut), Guadeloupe (vague de 0.5 à 1 m de haut)	Pelinovsky et al. (2004)

Tableau 2-2 : Principales caractéristiques (date, origine, localisation, observations) des tsunamis ou ressentis aux petites Antilles (modifié d'après Lander, 1997; Zahibo & Pelinovsky, 2001; Lander et al., 2002; O'loughlin & Lander, 2003). Les tsunamis en rouge sont des télétsunamis tandis que les tsunamis en bleu sont supra-régionaux.

Basée sur des enregistrements géologiques liés à des événements extrêmes sur 59 sites situés au niveau de la plaque Caraïbe, une étude menée par Engel et al., (2016) permet de mieux définir les risques liés aux tsunamis ainsi qu'aux tempêtes extrêmes dans la zone des Caraïbes (Figure 2-18). Les zones les plus exposées aux tsunamis (avec une hauteur de déferlement supérieure à 0,5 m) sont la Jamaïque ainsi que les îles des Grandes Antilles (probabilité entre 15 et 22%). L'occurrence aux Petites Antilles est plus faible (5 à 10%) et apparaît même très faible au niveau du segment Barbuda-Sombrero

(0-5%). L'évènement enregistré par Scheffers, (2006) daterait d'environ 1000 ans. Généralement, assez peu de graves tsunamis ont été recensés dans les Petites Antilles.

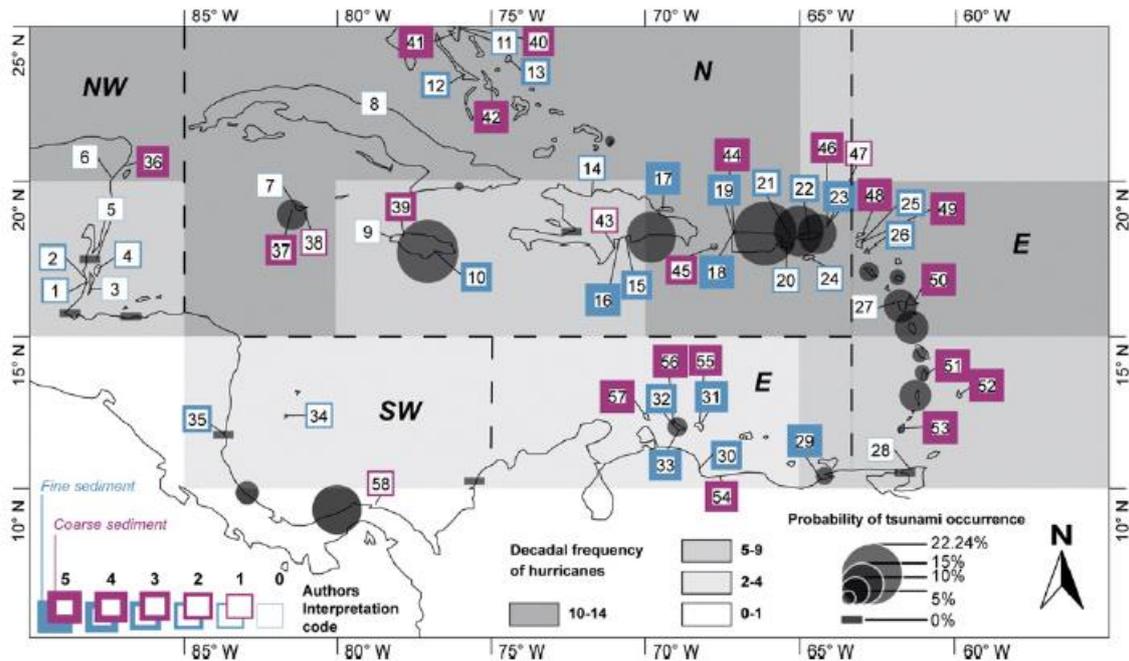


Figure 2-18 : Tsunamis et risques climatiques du bassin Caraïben (Engels et al., 2016). Les rectangles grisés indiquent la fréquence des cyclones lors d'une décennie. Les cercles montrent la probabilité de l'occurrence d'un tsunami dont la hauteur de déferlement est >0.5m. L'épaisseur des cadres (correspondant à des numéros de 0 à 5) donne des indications sur l'origine des sédiments grossiers (en violet) ou fins (en bleu) au niveau des 59 sites : 0= pas de dépôts alloctones, 1= tempêtes, 2= plutôt des tempêtes, 3= tempêtes ou tsunamis, 4= plutôt des tsunamis, 5= tsunamis.

2.6.2 Les aléas climatiques

Se situant dans une zone climatique tropicale, les Petites Antilles sont régulièrement soumises à de forts aléas climatiques comme des tempêtes ou des ouragans, principalement entre Juin et Novembre (Saunders et al., 2017). La Figure 2-18 apporte quelques indications sur l'occurrence de ces aléas climatiques aux Caraïbes. Les zones les plus impactées (rectangles les plus foncés sur la Figure 2-18) subiraient de 10 à 14 ouragans tous les dix ans, donc au minimum un ouragan par an. Ces zones sont : le Nord des Petites Antilles, les Grandes Antilles, les Bahamas ainsi que le sud du Golfe du Mexique. Le sud des Petites Antilles ainsi que l'ouest d'Hispaniola (Haïti) sont un peu moins impactés (5 à 9 évènements tous les dix ans) tandis que les parties ouest et sud de la Mer des Caraïbes ne subissent que quelques évènements tous les dix ans (2 à 4).

Pendant la saison des cyclones de 2017, pas moins de 17 tempêtes, 10 ouragans et 6 ouragans majeurs ont frappé l'Atlantique Nord. Parmi eux, Irma, José et Maria ont frappé en septembre 2017 la zone Nord des Petites Antilles ainsi que les Grandes Antilles et les Bahamas, prouvant par la même occasion que ces zones sont exposées à de nombreux ouragans. Ces trois ouragans ont cependant eu des trajectoires et des intensités différentes (Figure 2-19) :

-Venant de l'Est, Irma a frappé les bancs d'Antigua et d'Anguilla le 06/09/2017 avec une intensité de 5 et des rafales de vent pouvant aller jusqu'à 361 km/h (Duvat *et al.*, 2019). Il a causé des dégâts moyens à Anguilla, considérables à Antigua, Barbuda, St Barthélemy et à la partie française de St Martin et des dégâts très importants au niveau de la partie hollandaise de St Martin ainsi qu'aux îles Vierges (Rey *et al.*, 2019). Il a continué sa route vers l'ONO, longeant les côtes nord de Puerto Rico, d'Hispaniola et de la Jamaïque ainsi que les côtés sud des Bahamas (Duvat *et al.*, 2019; Rey *et al.*, 2019).

-Venant du SE, José est passé à proximité des bancs d'Anguilla et d'Antigua entre le 08/09/2017 et le 09/08/2017. Il a atteint une intensité de 4 avec des vents pouvant aller jusqu'à 296 km/h. Il n'a pas causé d'importants dégâts au niveau des îles du banc d'Antigua (Rey *et al.*, 2019). Il a ensuite continué sa route vers le NO, évitant au passage les Grandes Antilles (Duvat *et al.*, 2019).

-Venant du SE, Maria a eu une intensité de 5 au sud des îles de St Kitts et Nevis. Ses vents ont atteint une vitesse maximum de 343 km/h (Duvat *et al.*, 2019; Rey *et al.*, 2019). Cet ouragan a continué sa route vers le NO et a heurté Puerto Rico, le nord d'Hispaniola et l'Est des Bahamas avant de bifurquer vers le nord (Rey *et al.*, 2019).

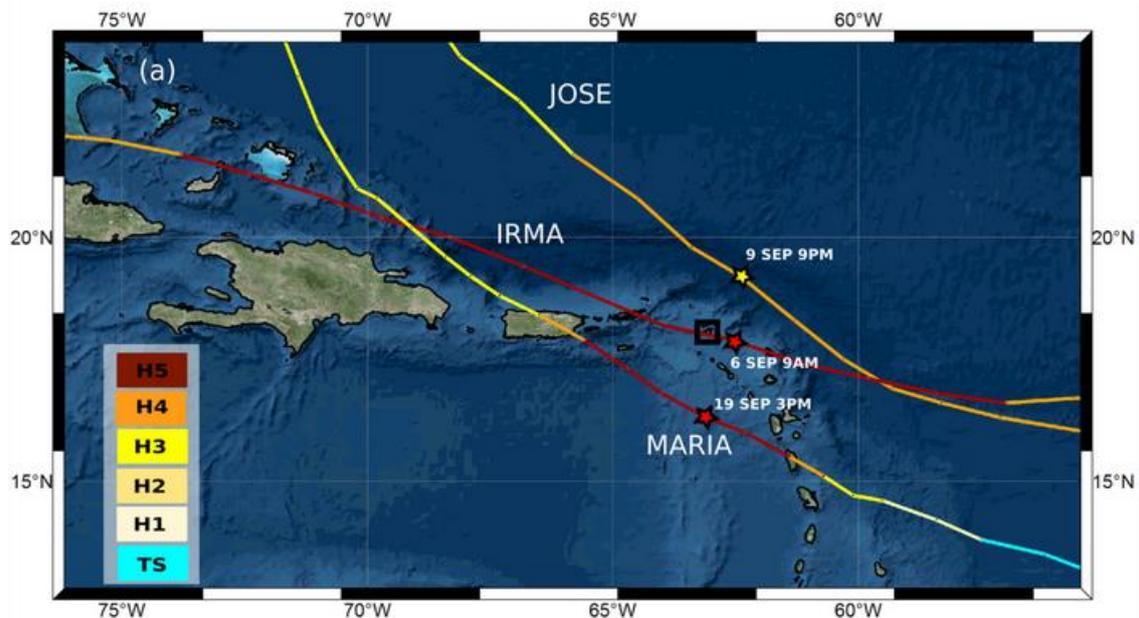


Figure 2-19 : Trajectoire et intensités des ouragans Irma, José et Maria qui ont frappé les Antilles en septembre 2019 (Duvat *et al.*, 2019). L'échelle d'intensité est la suivante : 5 (rouge), 4 (orange), 3 (jaune), 2 (jaune pâle), 1 (jaune clair) et 0 (tempête tropicale, en bleu).

Dans le passé, les Petites Antilles ont fait face à des changements climatiques assez importants dûs à la migration de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) ainsi qu'à des variations dans la trajectoire des cyclones (Bertran *et al.*, 2004). Malaizé *et al.*, (2011) ont ainsi identifié une alternance de périodes de sécheresses importantes riches en ouragans avec des périodes climatiques plus

uniformes sur les derniers 3700 ans. L'importance des évènements climatiques n'est pas négligeable car ceux-ci peuvent engendrer de forts transports sédimentaires (Figure 2-20) et perturber l'enregistrement sédimentaire de la zone.

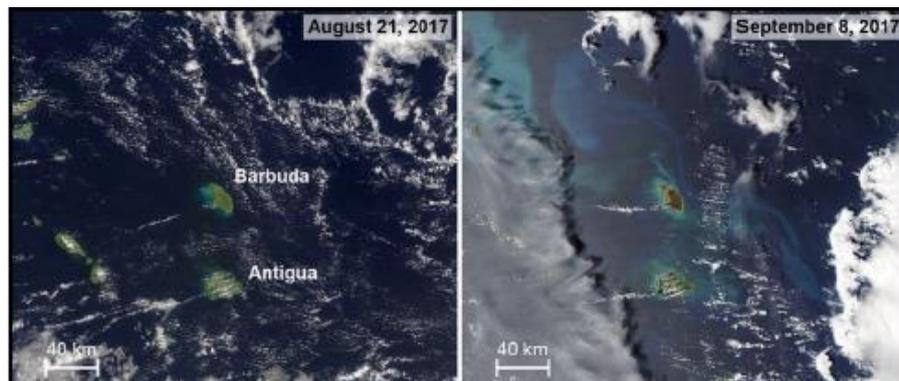


Figure 2-20 : Images satellitaires de la zone Antigua-Barbuda avant (à gauche) et après (à droite) le passage de la tempête Irma (Nasa earth observatory).

2.6.3 Les éruptions volcaniques

En tant qu'arc volcanique, les Petites Antilles sont également soumises à l'aléa volcanique. Parmi les volcans les plus actifs se trouvent La Soufrière (Guadeloupe), Soufrière Hills (Montserrat) et la montagne Pelée (Martinique). Ces volcans, comme les autres volcans de l'arc antillais, sont de type péleén. Ce volcanisme explosif peut être à l'origine d'importantes nuées ardentes dévastatrices. Un des exemples les plus connus reste l'éruption de la montagne Pelée en 1902 qui a détruit la ville de Saint-Pierre, tuant au passage la quasi-totalité de ses 30 000 habitants. L'importante activité de la montagne Pelée durant l'année 1902 a également été à l'origine de nombreux tsunamis déclenchés par l'éruption elle-même (Heilprin, 1903) ou par l'entrée en l'eau de lahar ou de coulées pyroclastiques (Tableau 2-2, Zahibo & Pelinovsky, 2001). Plus récemment, l'éruption de Soufrière Hills le 12/03/2003 a également provoqué un nuage pyroclastique (Figure 2-21). L'effondrement d'une partie du dôme volcanique a également provoqué un tsunami (Pelinovsky *et al.*, 2003), prouvant que le risque volcanique influence grandement la génération de tsunamis.

Dans le passé, les Petites Antilles ont dû faire face à de nombreuses éruptions pyroclastiques. L'évènement du volcan Roseau (~30 000 ans BP) demeure à ce jour l'éruption volcanique la plus

importante qui s'est produit dans les Antilles sur les derniers 200 000 ans (Carey & Sigurdsson, 1980; Sigurdsson *et al.*, 1980).



Figure 2-21 : Photographie du nuage pyroclastique dans la « Tar River Valley » le 12/07/2000 (Photographe M. Edmonds ©)

3 Transferts sédimentaires et sédimentation

3.1 Le transport de sédiments dans les marges continentales ou insulaires

L'occurrence de transferts sédimentaires gravitaires au niveau des marges continentales ou marines a commencé à être considérée après la découverte de ruptures de câbles marins après un séisme lors du séisme de Grand-Banc de Terre-Neuve en Novembre 1929. Dans ce cas-là, il s'agissait de courant de turbidité qui avait été généré par un *slump* lui-même déclenché par le séisme (Heezen & Ewing, 1952). Les courants de turbidité n'avaient été jusque-là décrits que dans des lacs (Forel, 1885) mais supposés comme étant des agents de transport sédimentaire très importants (Kuenen, 1937, 1938; Stetson & Smith, 1937; Bell, 1942). Daly (1938) avait même suggéré que ces courants de turbidité étaient à l'origine de la sculpture de canyons sous-marins, qui étaient à ce moment-là peu connus. Les canyons sous-marins sont des structures qui incisent les pentes continentales ou insulaires et qui ont l'apparence de vallées sinueuses à parois abruptes (Shepard, 1981). Ils servent effectivement de conduits de transfert de sédiment depuis le continent jusqu'à l'océan profond (Nittrouer & Wright, 1994) et forment des systèmes complexes comprenant également des chenaux-levées et des lobes distaux (Mutti & Normark, 1991). L'architecture de ces systèmes est décrite au chapitre 3.4.

Récemment, les transferts sédimentaires au niveau des marges ont été imagés lors du séisme de Kaikoura (Nouvelle-Zélande) en 2016 en mettant en avant les nombreuses différences dans la bathymétrie pré- et post-séisme (Mountjoy *et al.*, 2018). Les modèles d'élévation dans le canyon montrent des zones d'érosion (en rouge) ou de dépôt (en bleu) prouvant l'occurrence d'un courant gravitaire entraînant érosion et dépôt (Figure 3-1A). La différence entre les bathymétries pré-séisme (Figure 3-1B) et post-séisme (Figure 3-1C) à proximité de la faille de rupture (*Hundalee Fault*) illustre des glissements de terrain qui ont totalement modifié la morphologie de la marge. Enfin, l'imagerie post-séisme montre des structures plurimétriques (~30m) semblables à des dunes de courants qui illustrent à nouveau le transfert sédimentaires et les phénomènes associés (érosion et dépôt, Figure 3-1D & E). Ces structures sont appelées *sediment waves*.

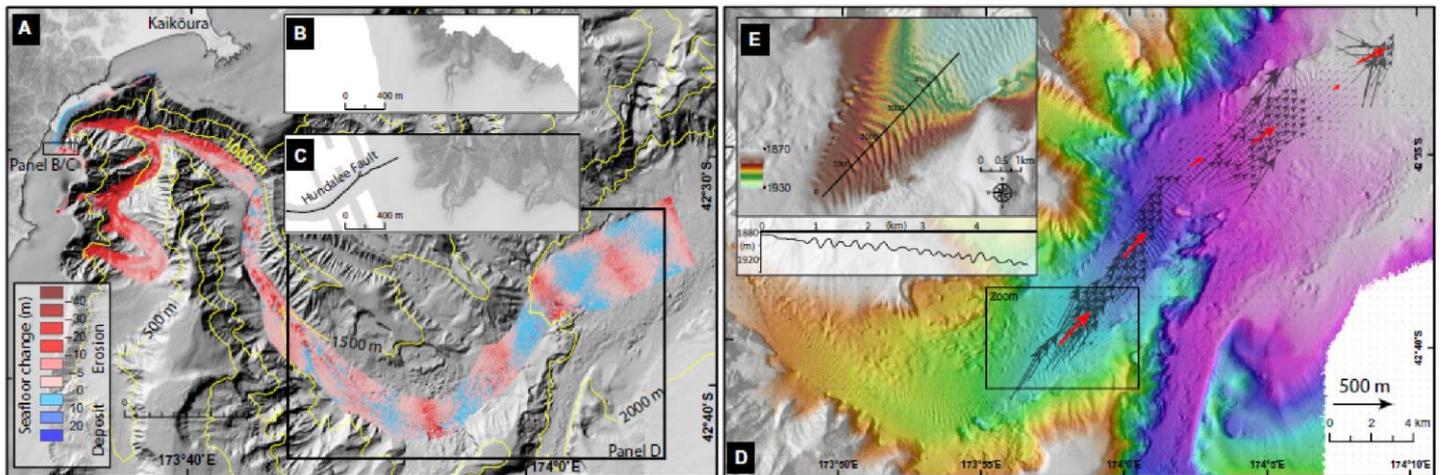


Figure 3-1 : Changements co-sismiques dans le canyon de Kaikoura après le séisme de (Moutjoy et al., 2018). A) Modèle digital d'évolution du canyon de Kaikoura montrant en rouge les zones érodées et en bleu les zones de dépôt. La bathymétrie de la pente est illustrée sur les images B (avant le séisme) et C (avant le séisme). D) Vecteurs de déplacements de sediment waves grossières dans la partie inférieure du canyon. Les flèches noires indiquent les vecteurs de migration des structures tandis que les flèches rouges indiquent la moyenne des vecteurs. E) Illustration des sediment waves sur un zoom localisé sur l'image D.

3.2 Classification des écoulements gravitaires

Au niveau des canyons des marges continentales ou insulaires, l'agent principal de transfert est la gravité qui entraîne l'écoulement des sédiments. L'étude des faciès sédimentaires au niveau des affleurements ou des carottes sédimentaires a permis d'établir l'occurrence de plusieurs processus gravitaires. Ces faciès correspondent à un ensemble de caractéristiques propres à chaque dépôt comme la présence ou non de clastes, la taille des clastes ou des grains, la présence de structures (laminations planes, obliques) ou l'organisation du dépôt (granocroissance, grandécroissance, pas d'organisation). Ainsi, il existe trois types principaux d'écoulements gravitaires (Mulder & Cochonat, 1996) dont font partie les courants de turbidité vus précédemment :

- les glissements en masse (*mass slide*), composés de matériel cohésif. Il en existe plusieurs catégories comme le fluage ou *creeping* (*slope creep*, Figure 3-2), qui est un processus très lent sans surface de rupture observable, les chutes/avalanches de blocs (*rockfall*, Figure 3-2) et les glissements translationnels (*slide*, Figure 3-2), s'effectuant sur une surface de cisaillement plane ou rotationnels (*slump*, Figure 3-2), s'effectuant sur une surface de cisaillement incurvée.

-les écoulements à régime laminaire (coulées en masse ou *mass flow*). Ils comprennent les coulées de débris (*debris flow*, Figure 3-2), les écoulements « liquéfiés » (dans lesquels le fluide et le sédiment sont mélangés) et les écoulements « fluidisés » (dans lesquels les sédiments flottent dans le fluide).

-les écoulements à régime turbulent (courants de turbidité ou *turbidity current*, Figure 3-2) qui peuvent être de faible densité, de forte densité ou des nuages turbides. Les courants hyperpicnaux, qui se forment lors de décharges fluviales importantes, sont également qualifiés de d'écoulements turbulents. Ils correspondent à des écoulements d'eau douce transportant une charge sédimentaire importante qui va plonger sous l'effet d'une plus forte densité que celle de l'eau de mer.

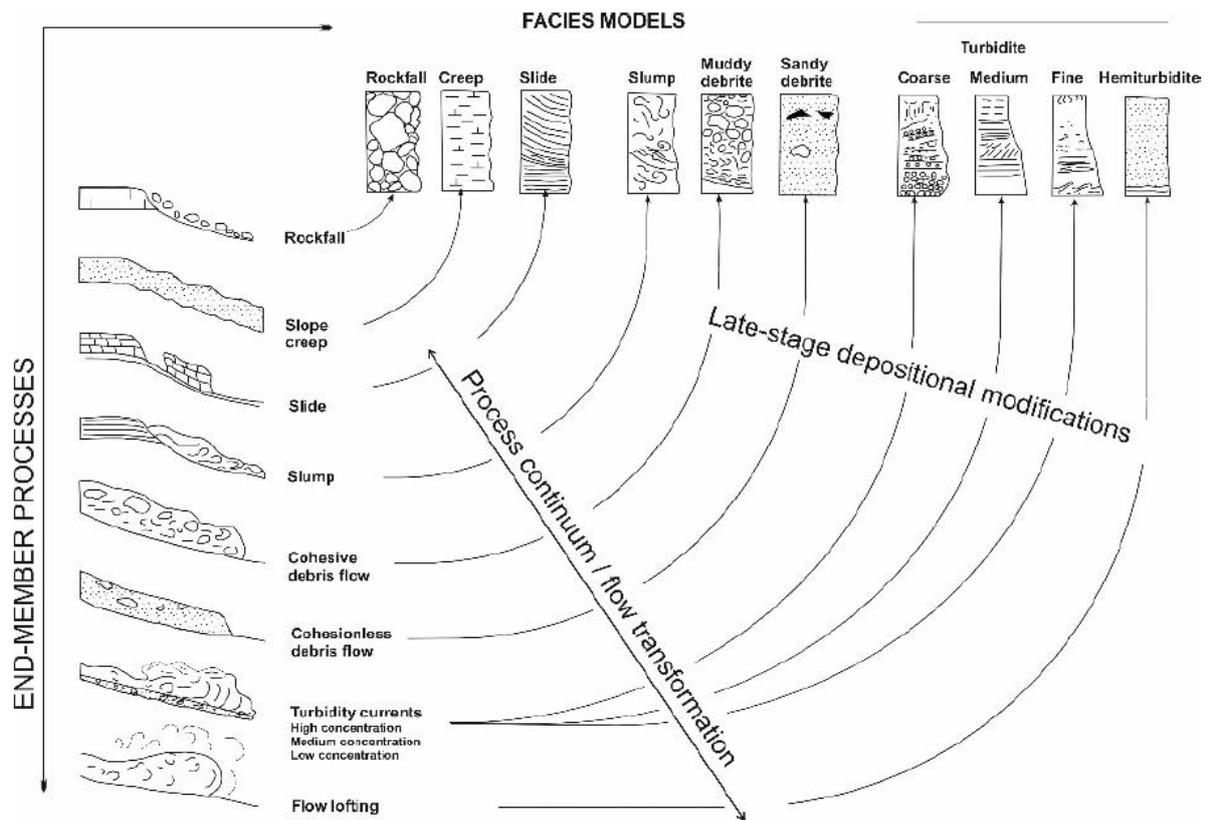


Figure 3-2 : Classification des écoulements gravitaires (Stow & Smillie, 2020)

3.3 Les courants de turbidité et les turbidites

Les courants de turbidité correspondent à des écoulements turbulents composés d'un mélange de boue (argiles + silts), de sables et/ou de blocs. Un courant de turbidité peut être divisé en trois parties (Figure 3-3) : la tête (*head*), qui correspond à la partie très turbulente engendrant de l'érosion, le corps (*body*), qui correspond à une partie moins turbulente pouvant éroder, transporter ou déposer du sédiment et la queue (*tail*), qui correspond à la partie la moins turbulente. Les courants

de turbidité sont surmontés d'un nuage néphéloïde, qui correspond à la zone la moins énergétique où les sédiments sont en suspension.

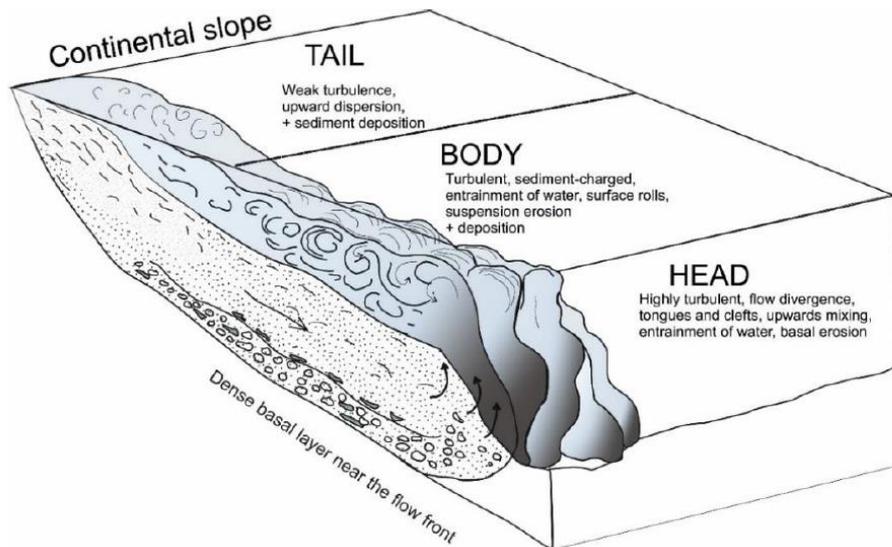


Figure 3-3 : Schéma représentant un courant de turbidité (Stow & Smillie, 2020)

Le dépôt sédimentaire résultant d'un courant de turbidité est appelé turbidite (Kuenen, 1953). Il existe plusieurs modèles pouvant décrire les différentes séquences composant une turbidite (Stow & Shanmugam, 1980; Lowe, 1982) mais le premier modèle a été proposé par Bouma (1962). Ce modèle, appelé séquence de Bouma, prend en compte la présence de figures sédimentaires ainsi que la perte d'énergie du courant de turbidité (donc une granodécroissance). Ce modèle est composé de cinq termes (Ta à Te) depuis la base du dépôt jusqu'au sommet. Généralement, la base du dépôt est marquée par une limite nette et érosive qui témoigne de l'érosion engendrée par la base du courant de turbidité lors de son passage (Figure 3-3). Très souvent, les 5 termes ne sont conservés que partiellement dans les archives sédimentaires (séquences de Bouma incomplètes) en fonction du lieu de dépôt : les termes les plus grossiers (*top-cut-out turbidites*, Figure 3-4) au niveau des complexes de lobes ou des chenaux et les termes plus fins (*base-cut-out turbidites*, Figure 3-4) au niveau des levées (cf chapitre 3.4). L'érosion par des nouveaux courants de turbidité de turbidites déjà déposées peut également expliquer l'absence de certains termes, notamment les plus fins.

Les différents termes de la séquence de Bouma sont donc (décrites de la base jusqu'au sommet, Figure 3-4) :

-Le terme Ta ou A, qui correspond à la partie composée des éléments les plus grossiers (sables grossiers), ne présente pas de structure particulière.

-Le terme Tb ou B présente des lamines planes parallèles.

-Le terme Tc ou C présente des ondulations ou des lamines obliques ou déformées.

-Le terme Td ou D présente à nouveau des lamines planes dans une matrice plus fine que les termes précédents.

-Le terme Te ou E a quant à lui une composition homogène argileuse présentant rarement des lamines à sa base. Ce terme correspond à la décantation du nuage néphéloïde. Il peut être parfois compliqué de distinguer la limite entre la fin du terme Te et le début de la reprise de la sédimentation hémipélagique car ces deux niveaux sont composés de sédiments fins.

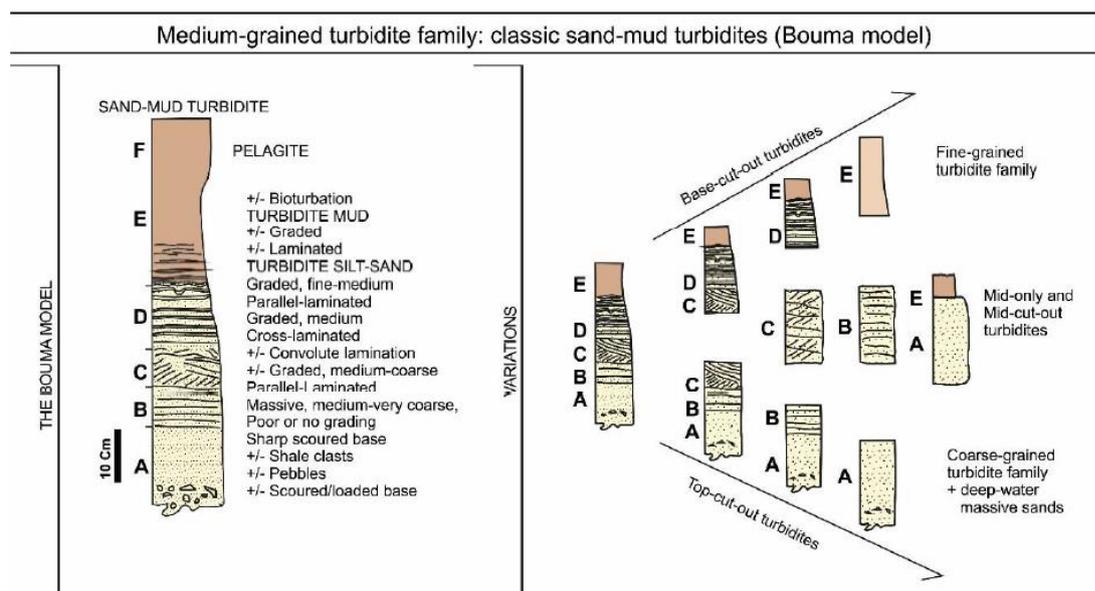


Figure 3-4 : Présentation schématique du modèle de Bouma (Bouma, 1962; Stow & Smillie, 2020). Dans les sédiments, cette séquence est rarement retrouvée en entier.

3.4 Architecture d'un système turbiditique

Ces écoulements gravitaires se produisent au niveau de systèmes profonds complexes appelés systèmes turbiditiques. Un système turbiditique est composé de plusieurs éléments architecturaux (de la partie proximale jusqu'à la partie distale) :

-Un canyon (Figure 3-5): le canyon correspond à la structure qui incise la pente. Dans certains cas, la tête du canyon peut être très proche des côtes (ex : Canyon de Capbreton à 50 m des côtes, Gaudin *et al.*, 2006) et dans d'autres au niveau du rebord du plateau continental (ex : Golfe de Gascogne, Zaragosi, 2001; golfe du Lyon, Droz *et al.*, 2001, 2006). La tête du canyon a généralement une forme en amphithéâtre et peut atteindre plusieurs kilomètres de largeur et de longueur. Le corps du canyon peut être en forme de « V » (témoignant d'une zone active avec transport sédimentaire et

érosion) ou en forme de « U » (témoignant d'une zone où le dépôt est dominant). Les flancs des canyons sont généralement escarpés (10 à 45°). L'axe du canyon peut présenter une pente jusqu'à 10° (surtout au niveau des marges actives) avec la présence de ruptures de pentes (ex : *plunge pools*, *knick points*...). Enfin, un point d'inflexion peut exister à l'embouchure du canyon.

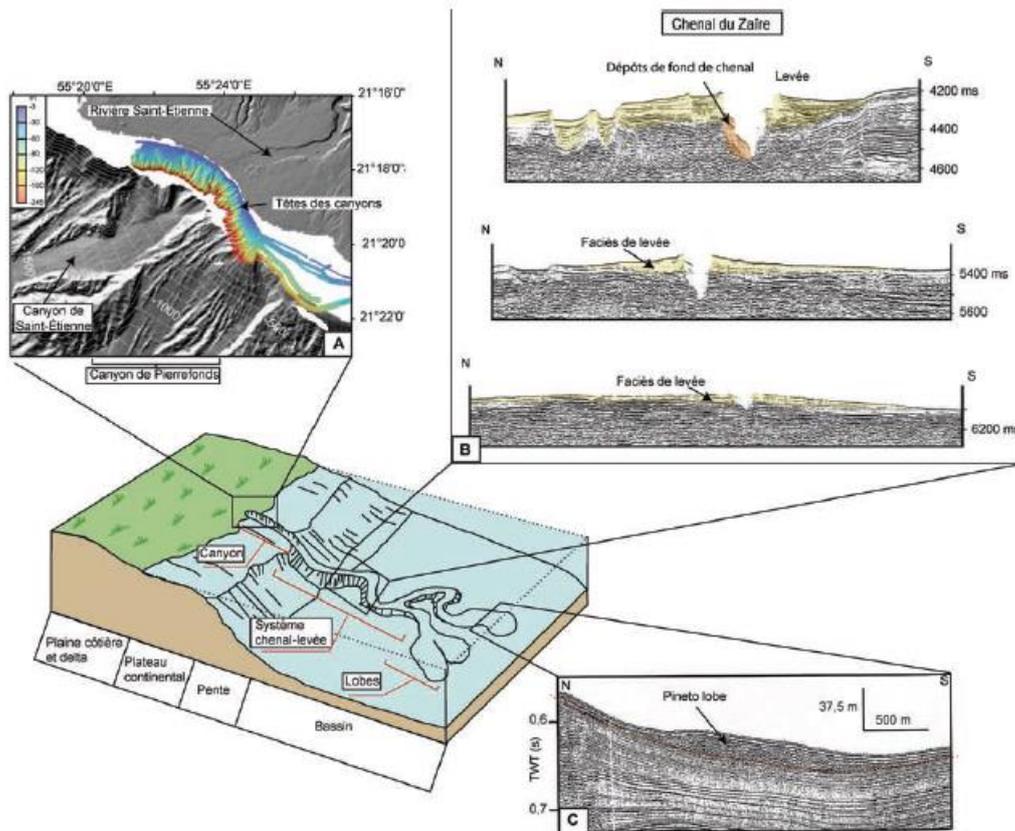


Figure 3-5 : Schéma d'un système turbiditique (Sisavath, 2011 modifié d'après Reading & Richards, 1994). A) Têtes de canyons au débouché de la rivière Saint-Etienne (La Réunion, Sisavath, 2011). B) Profils de sismiques haute résolution recoupant l'actuel système chenal-levées du Zaïre (Babonneau et al., 2002). C) Profil sismique recoupant le lobe de Pineto (Corse, Gervais et al., 2004).

En milieu subaquatique, les canyons peuvent se former de deux façons : par érosion progressive due à des écoulements gravitaires locaux (ex : courants de turbidité) ou provenant du système d'alimentation (ex : courants hyperpicnaux, Mulder et al., 2003) ou par érosion régressive (Puga-Bernabéu et al., 2011; Tournadour et al., 2017). Dans ce cas-là, on dit que la tête du canyon « remonte » car elle se forme par de nombreux évènements gravitaires qui peuvent être facilités par la présence de fluides ou de failles « affaiblissant » la pente (Puga-Bernabéu et al., 2011). Le modèle proposé par Pratson & Coakley (1996) décrit trois étapes : l'érosion de petites ravines par des écoulements de sédiments, la génération de ruptures de pentes au niveau des murs ou des planchers des ravines déstabilisées par des écoulements sédimentaires puis l'érosion régressive provoquée

par les nombreuses ruptures qui ont affaibli la pente. Les canyons remplis et abandonnés lors par exemple de la migration ou de l'arrêt de l'apport sédimentaire peuvent être réactivés par des canyons adjacents venant finalement rejoindre l'ancien canyon (Pratson *et al.*, 1994).

Dans le modèle de Puga-Bernabéu *et al.* (2011) sur la Figure 3-6, on observe bien que la première rupture de pente se produit en bas de pente au niveau de « faiblesses géologiques » (*initial stage 1a*, Figure 3-6).

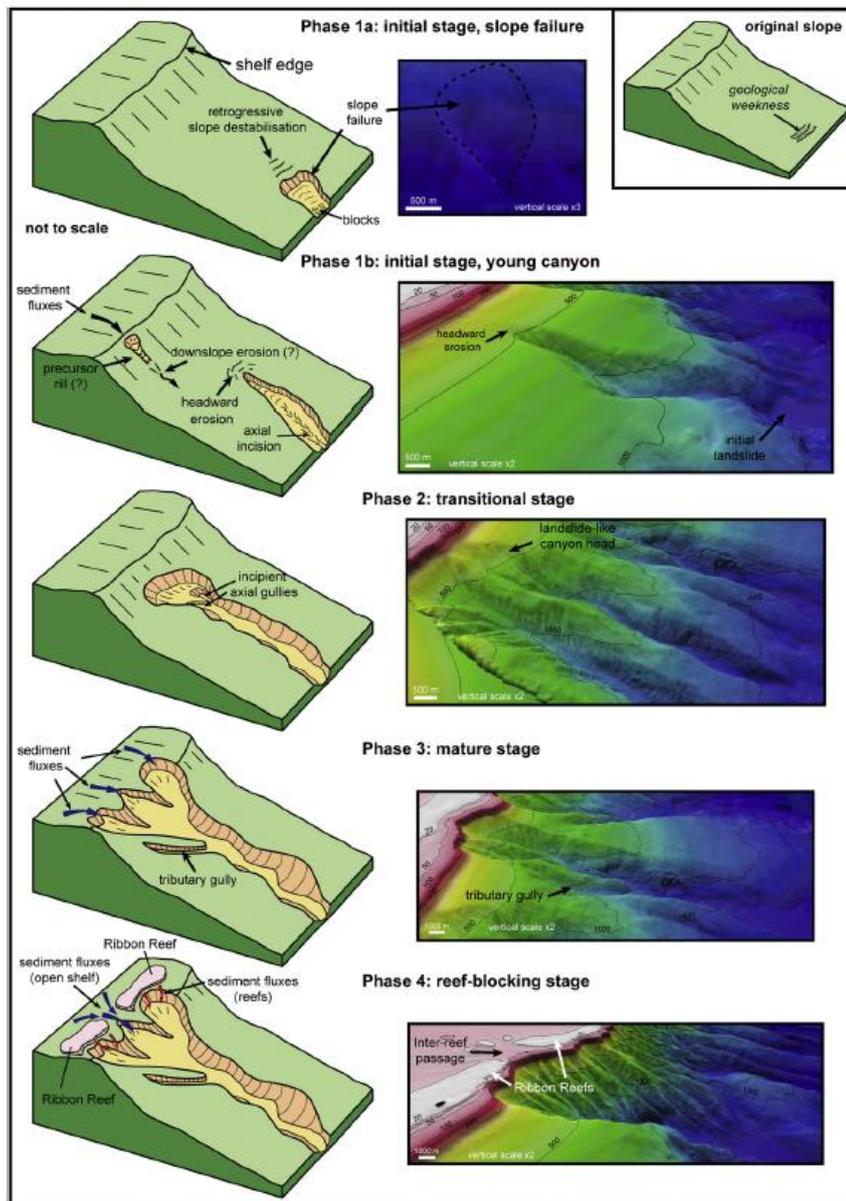


Figure 3-6 : Modèle de formation de canyon par érosion régressive au niveau d'une marge sédimentaire mixte (nord-est Australie, Puga-Bernabéu *et al.*, 2011).

Petit à petit, de nouvelles déstabilisations de pente se produisent en amont de la première, entraînant la remontée progressive de la tête du canyon (*initial stage 1b* et *transitional stage 2*, Figure 3 6). A ce stade-là, le canyon n'est pas alimenté par la plateforme, on parle alors de canyon « confiné

» au niveau de la pente. A force de remonter, la tête du canyon atteint la bordure du plateau ou de la plateforme et cela entraîne des échanges directs plateau-fonds marins (mature stage 3, Figure 3 6). Dans certains cas, les apports depuis le plateau peuvent être bloqués par la présence de récifs (reef-blocking stage 4, Figure 3 6).

-Un complexe chenal-levée (Figure 3-5): c'est une zone mixte avec du transport, de l'érosion et de la sédimentation située après l'embouchure du canyon. Les levées, hautes de quelques centaines de mètres (en amont) à quelques dizaines de mètres (en aval) sont des zones de dépôt sédimentaire qui peuvent s'étendre jusqu'à plusieurs kilomètres de part et d'autre du chenal. Le sédiment s'y dépose par débordement sous l'action de la force centrifuge (« *flow stripping* ») ou par débordement continu des écoulements (« *overspilling* »). Le chenal est plutôt une zone de transit qui est plus érosive en amont qu'en aval. Un complexe chenal-levée n'est pas stable dans le temps. Une levée peut en effet s'effondrer, ce qui va entraîner un débordement des écoulements qui vont alors se déposer dans un espace vide et non-chenalisé pour former par la suite un nouveau complexe chenal-levée. On appelle ce phénomène « avulsion ».

-Un complexe de lobes (Figure 3-5): le lobe est la partie la plus distale d'un système turbiditique où se déposent les grains les plus grossiers d'un courant de turbidité (Figure 3-7), les fractions fines se déposant principalement au niveau des levées.

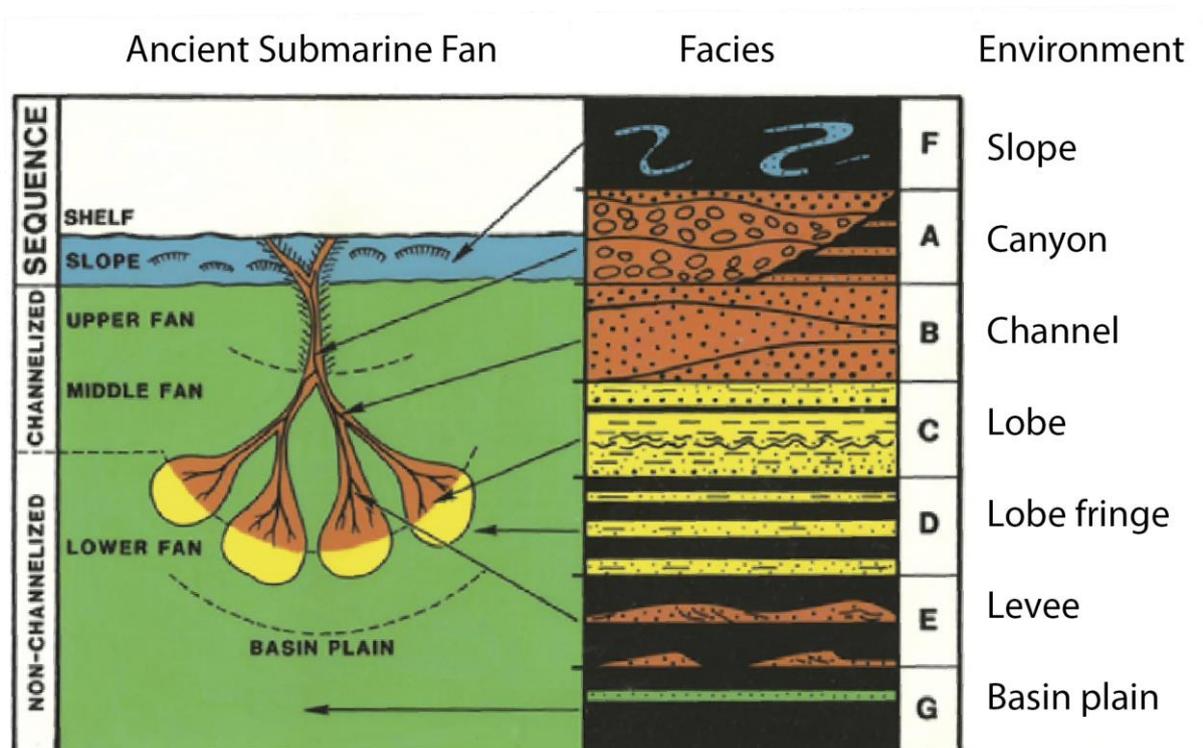


Figure 3-7 : Schéma d'un ancien système turbiditique « classique » (modifié d'après [Shanmugam \(2016\)](#) d'après [Mutti & Lucchi, 1975](#)). Les facies de chaque environnement montrent la décroissance générale de la taille de grain depuis la pente jusqu'au bassin.

3.5 Classification des systèmes turbiditiques

Les paramètres à prendre en compte afin de caractériser un système turbiditique sont nombreux : la nature des apports, la morphologie du système d'alimentation, le gradient de pente, la fréquence des courants gravitaires et la stabilité des systèmes canyons-chenaux-levées. [Reading & Richards \(1994\)](#) ont ainsi établi différents types de systèmes turbiditiques profonds qui peuvent évoluer dans le temps vers une autre position en fonction des différents forçages que sont la tectonique, l'eustatisme et le climat. Trois types d'alimentations ont été définis : les sources ponctuelles (*submarine fan point source*, [Figure 3-8](#)), les sources multiples (*multiple source ramp*, [Figure 3-8](#)) et les sources multiples linéaires (*slope apron linear source*, [Figure 3-8](#)). Les apports ont également été répartis en quatre classes granulométriques : les éléments très grossiers (*gravel-rich systems*, [Figure 3-8](#)), les éléments grossiers (*sand-rich systems*, [Figure 3-8](#)), les éléments mixtes et les éléments fins (*mud-rich systems*, [Figure 3-8](#)).

Généralement, les systèmes turbiditiques retrouvés au niveau de marges actives sont petits ($39,9 \pm 34$ km de long, [Harris & Whiteway, 2011](#)) et présentent un système fluvial peu développé, une couverture sédimentaire peu épaisse (944 ± 1120 km d'épaisseur, [Harris & Whiteway, 2011](#)) et une pente forte ($5,4^\circ \pm 3,5^\circ$, [Harris & Whiteway, 2011](#)). A l'inverse, les systèmes turbiditiques retrouvés au niveau de marges passives sont grands ($53,7 \pm 40,8$ km de long, [Harris & Whiteway, 2011](#)) et présentent un système fluvial très développé, une couverture sédimentaire très épaisse (2624 ± 2549 km d'épaisseur, [Harris & Whiteway, 2011](#)) et une pente douce ($3,8^\circ \pm 2,7^\circ$, [Harris & Whiteway, 2011](#)).

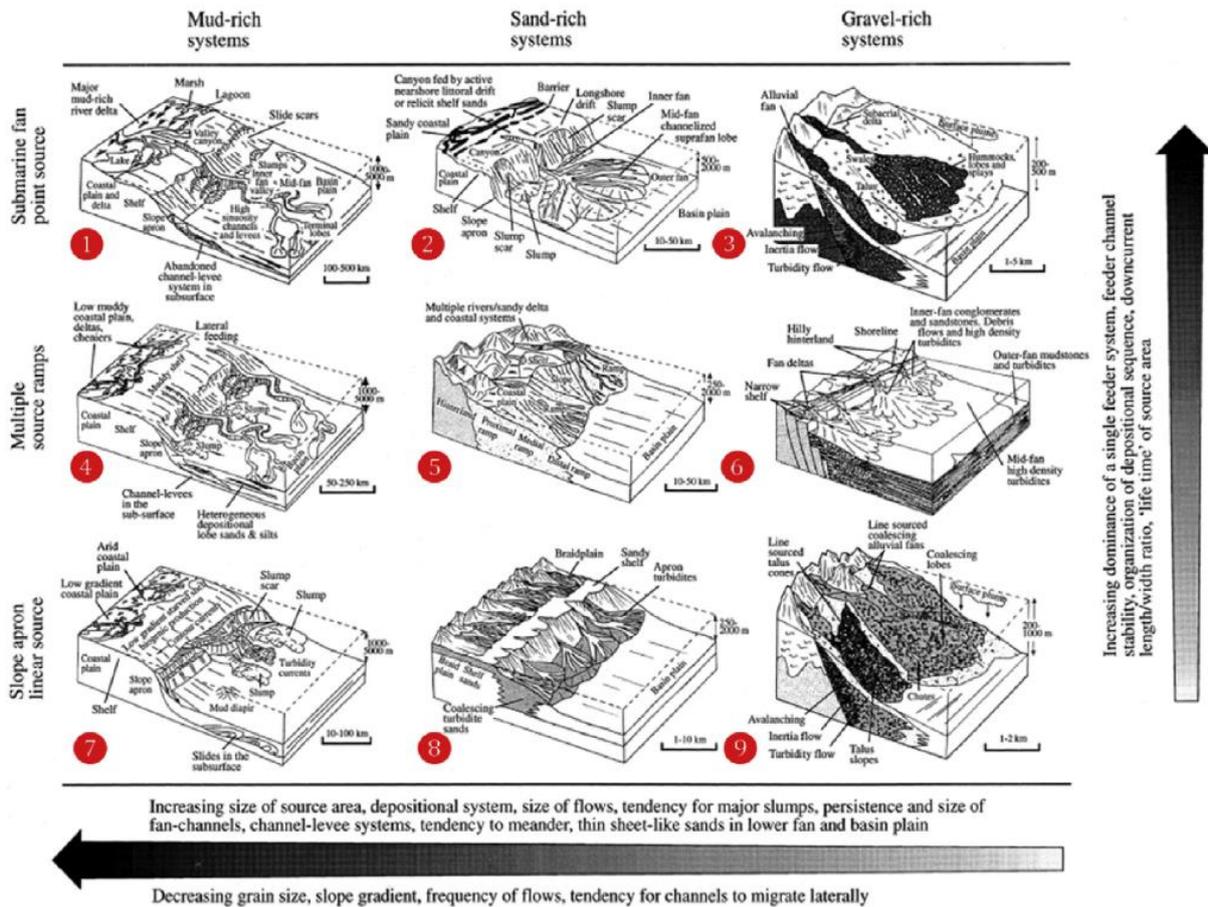


Figure 3-8 : Classification de systèmes turbiditiques profonds en fonction de plusieurs paramètres dont les principaux sont le volume et la taille de grain du sédiment disponible et la nature du système d'alimentation (Shanmugam, 2016 d'après Reading & Richards, 1994; Stow et al., 1996; Stow & Mayall, 2000).

Les systèmes turbiditiques se distinguent également de par leur méthode d'alimentation. Ainsi, les systèmes dit « chenalisés » (Figure 3-9) ont une alimentation pérenne (provenant de systèmes fluviaux) et comprennent généralement des canyons, des complexes chenaux-levées et des lobes distaux (Mutti & Normark, 1991). Cette alimentation peut évoluer à cause de forçages comme l'eustatisme (ex : montée du niveau marin). L'alimentation de ces systèmes turbiditiques peut également être de plusieurs natures. Il existe ainsi trois types de systèmes turbiditiques : les systèmes silicoclastiques (alimentation allochtone détritique provenant principalement de l'érosion des reliefs), les systèmes carbonatés (alimentation autochtone carbonatée liée à la production primaire carbonatée) et les systèmes mixtes (alimentation mixte avec des apports silicoclastiques souvent d'origine volcanique ainsi que des apports carbonatés). Les trois types systèmes turbiditiques sont décrits ci-après (chapitre 3.6).

Enfin, les systèmes dits « non-chenalisés » (Figure 3-9) sont plus sujets à des déstabilisations gravitaires isolées au niveau de la pente (Piper & Normark, 2009). Les dépôts grossiers proviennent de

plateformes riches en sables et composent principalement des *slumps*, des *debris flows* voire quelques courants de turbidité (Shanmugan, 2000).

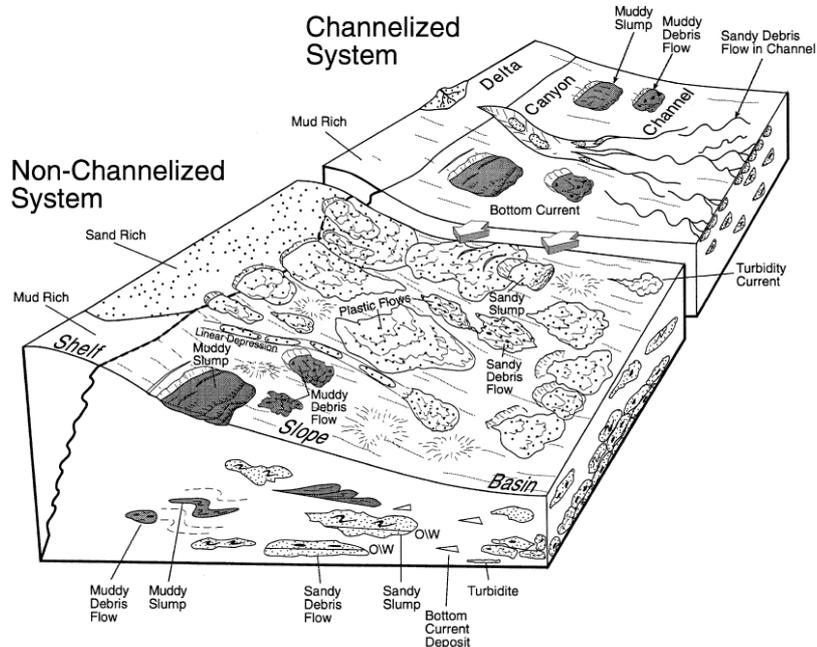


Figure 3-9 : Blocs schématiques représentant les transferts sédimentaires dans des systèmes sédimentaires chenalisés et non-chenalisés (Shanmugan, 2000).

3.6 Les différents types de systèmes turbiditiques

3.6.1 Les systèmes silicoclastiques

Les systèmes sédimentaires silicoclastiques sont retrouvés à différents endroits. Ils se situent généralement à proximité de l'embouchure d'un fleuve (Mulder & Syvitski, 1996). Un système sédimentaire silicoclastique est défini par de nombreux paramètres (Figure 3-10) au niveau de la zone source (ex : aire du bassin versant, relief maximum...), du transfert sédimentaire (ex : longueur de la rivière, débit sédimentaire) et de la morphologie du système turbiditique. Les deux plus grands systèmes turbiditiques profonds (donc en terme d'extension des dépôts océaniques) sont ceux du Bengal et de l'Indus (respectivement ~2600 km et ~1400 km d'extension, Nyberg *et al.*, 2018) car ils sont alimentés par une source sédimentaires importante, l'Himalaya, dans un contexte climatique très favorable à l'érosion : la mousson, qui augmente considérablement l'érosion et le transport de sédiments continentaux vers le domaine océanique profond. Le développement et l'activité de ces types de systèmes sédimentaires est très influencé par la taille du bassin versant ainsi que par la quantité et le type de sédiment disponible (Normark *et al.*, 1993). D'autres facteurs sont également à prendre en compte comme le climat mais aussi les variations du niveau marin (Posamentier & Vail,

1988) ou des phénomènes tectoniques (surrection ou subsidence). Ainsi, une hausse du niveau marin ou une surrection peut piéger les réserves sédimentaires sur la plateforme (Eschard, 2001) et inversement. Les systèmes silicoclastiques sont également plus actifs pendant les phases de bas-niveau marin car l'érosion du plateau continental amène les sédiments s'étant accumulés pendant la phase de haut-niveau marin (Droxler & Schlager, 1985) et augmenter la fréquence des courants de turbidité (Mulder & Syvitski, 1996).

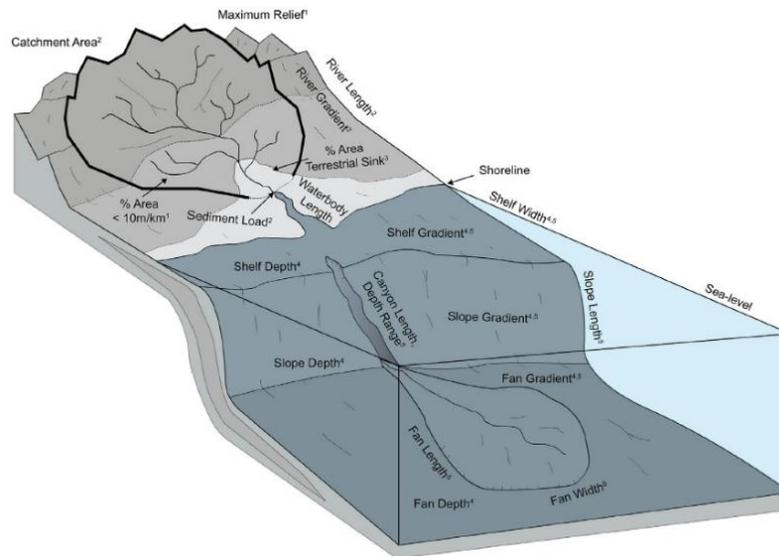


Figure 3-10 : Schéma représentant les principales caractéristiques d'un système sédimentaire depuis le bassin versant jusqu'au système turbiditique profond (Nyberg et al., 2018).

Nyberg et al., 2018 proposent ainsi l'existence de deux catégories (et deux sous catégories) de systèmes turbiditiques (Figure 3-11): les systèmes « escarpés et courts » et les systèmes « étendus ». Les systèmes « escarpés et courts » sont retrouvés au niveau de marges actives (en contexte d'avant-arc), en contexte d'extension continentale ou de régime tectonique décrochant. Ils sont principalement caractérisés par un bassin versant peu étendu, un système turbiditique profond peu développé mais par des pentes très élevées. Les systèmes « étendus » sont retrouvés en contexte de bassin d'avant-pays ou de marge passive. Ils sont principalement caractérisés par un bassin versant étendu à très étendu, un système turbiditique profond bien développé et des pentes relativement douces.

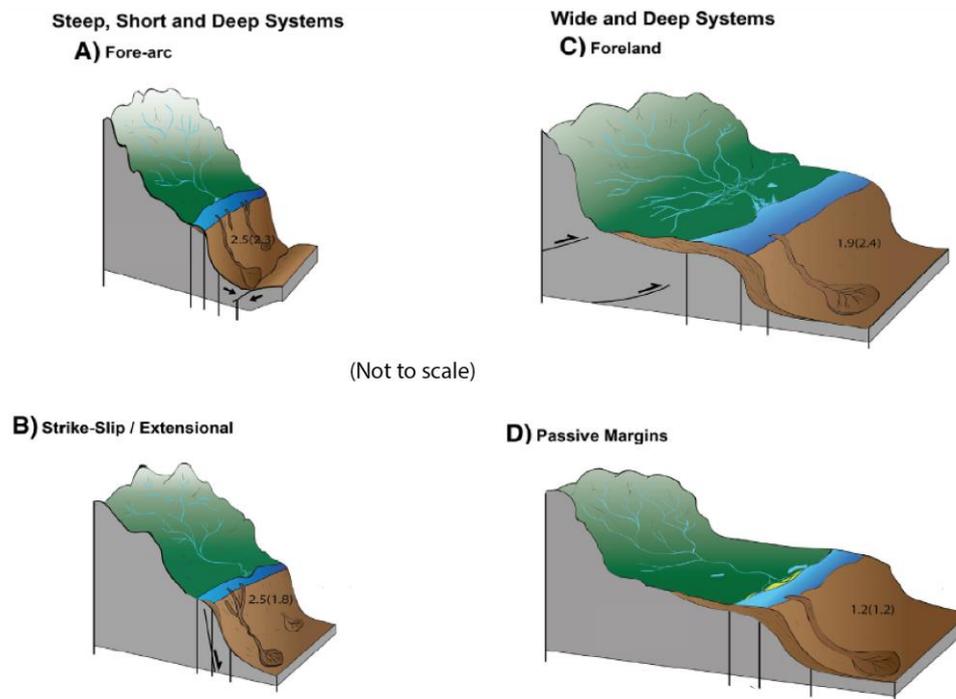


Figure 3-11 : Schéma de quatre types de systèmes sédimentaires (modifié d'après Nyberg et al., 2018). Les systèmes courts, escarpés et profonds incluent A) des zones d'avant-Arc et B) des zones en décrochement ou en extension. Les systèmes étendus et profonds incluent C) des zones d'avant-pays et D) des marges passives. Les schémas ne sont pas représentés à échelle réelle.

3.6.2 Les systèmes carbonatés

Les systèmes sédimentaires purement carbonatés et actuels sont rares : il en existe par exemple aux Bahamas (Hine et al., 1981; Hine & Steinmetz, 1984; Reymer et al., 1988; Droxler et al., 1991; Mulder et al., 2017, 2012a, b, 2014; Principaud et al., 2015, 2018; Tournadour et al., 2015, 2017; Reijmer et al., 2015; Reijmer et al., 2015; Chabaud et al., 2016; Fauquembergue et al., 2018), en Australie (Puga-Bernabéu et al., 2011, 2013, 2014), ou au niveau de la ride du Nicaragua (Droxler et al., 1991). Contrairement aux systèmes silicoclastiques, les systèmes sédimentaires carbonatés ne présentent pas de bassin versants : tous les apports proviennent de la plateforme carbonatée et proviennent majoritairement de la production carbonatée (Mulder et al., 2012a). De ce fait, les systèmes sédimentaires carbonatés sont généralement moins étendus que les systèmes silicoclastiques (Mulder et al., 2012a, 2014) mais présentent une pente plus importante (jusqu'à 5,7° pour des pentes silicoclastiques d'Atlantique contre 27° pour des pentes carbonatées des Bahamas ou d'atolls pacifiques, Schlager & Camber, 1986). En observant en détail les différentes pentes insulaires autour des *Grand Bahama Bank* (GBB) et *Little Bahama Bank* (LBB), les auteurs ont identifiés de nombreuses structures témoignant de transferts sédimentaires plateforme-domaine océanique

profond (Figure 3-12) : des canyons (Mulder *et al.*, 2012a, 2019; Tournadour *et al.*, 2017), des complexes chenal-levée (Mulder *et al.*, 2012b, 2014), des ravines ou *gullies* (Principaud *et al.*, 2015, 2018). De par l'absence de système fluvial, les canyons semblent d'ailleurs tous se former par érosion régressive. On observe bien ce phénomène sur la Figure 3-12, sur laquelle on peut observer des canyons à différentes étapes de formations (Puga-Bernabéu *et al.*, 2011) par érosion régressive (Tournadour *et al.*, 2017): initiation (canyons 3 et 4, Figure 3-12), remontée par érosion régressive (ex : canyon 5, Figure 3-12) début de remplissage (canyons 10 à 14, Figure 3-12) et remplissage total ou partiel (canyons 17 et 18, Figure 3-12).

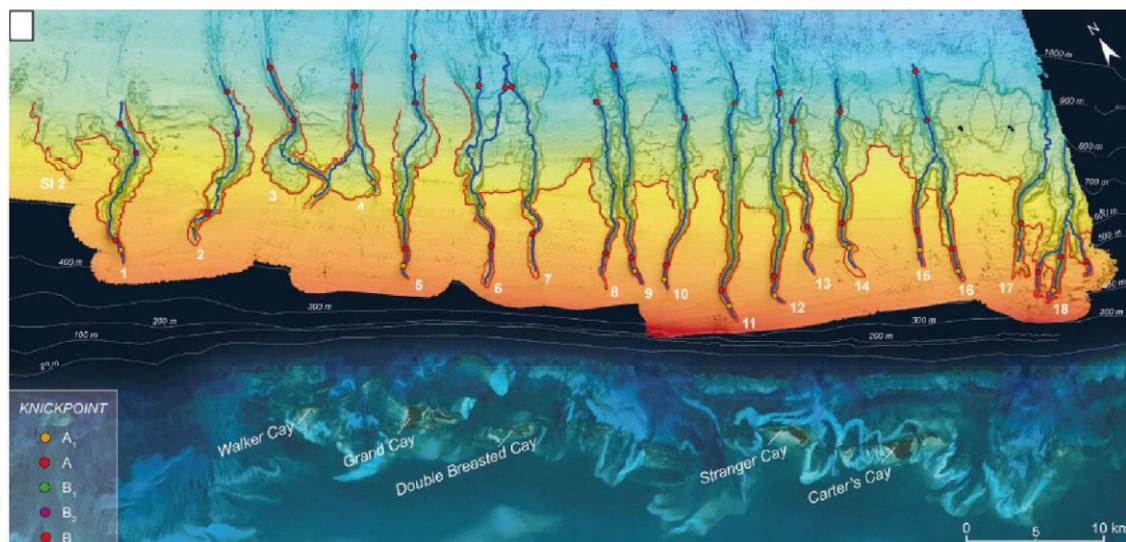


Figure 3-12 : Identification de canyons à différents stades de maturité au niveau de la pente carbonatée du LBB aux Bahamas (d'après Tournadour *et al.*, 2017). Canyons en initiation : 3 et 4, canyon avec érosion régressive : 5, canyons en début de remplissage : 10 à 14 et canyons remplis totalement : 17 et 18.

Le remplissage des canyons peut se faire par des courants de turbidité (Mulder *et al.*, 2012a). De manière générale, les pentes insulaires sont très sujettes aux déstabilisations gravitaires de masse comme en témoignent de nombreux *Mass Transport Complex* ou *MTC* observés aussi bien au LBB (Tournadour *et al.*, 2015) qu'au GBB (Principaud *et al.*, 2015, 2018).

Le principal facteur contrôlant l'activité d'un système sédimentaire carbonaté est l'eustatisme (Chabaud *et al.*, 2016) qui influence la production carbonatée primaire. En effet, en période de haut-niveau marin, la production carbonatée est plus importante au niveau de la plateforme (Droxler & Schlager, 1985; Reymer *et al.*, 1988; Schlager *et al.*, 1994; Chabaud *et al.*, 2016), ce qui crée une réserve importante de sédiments.

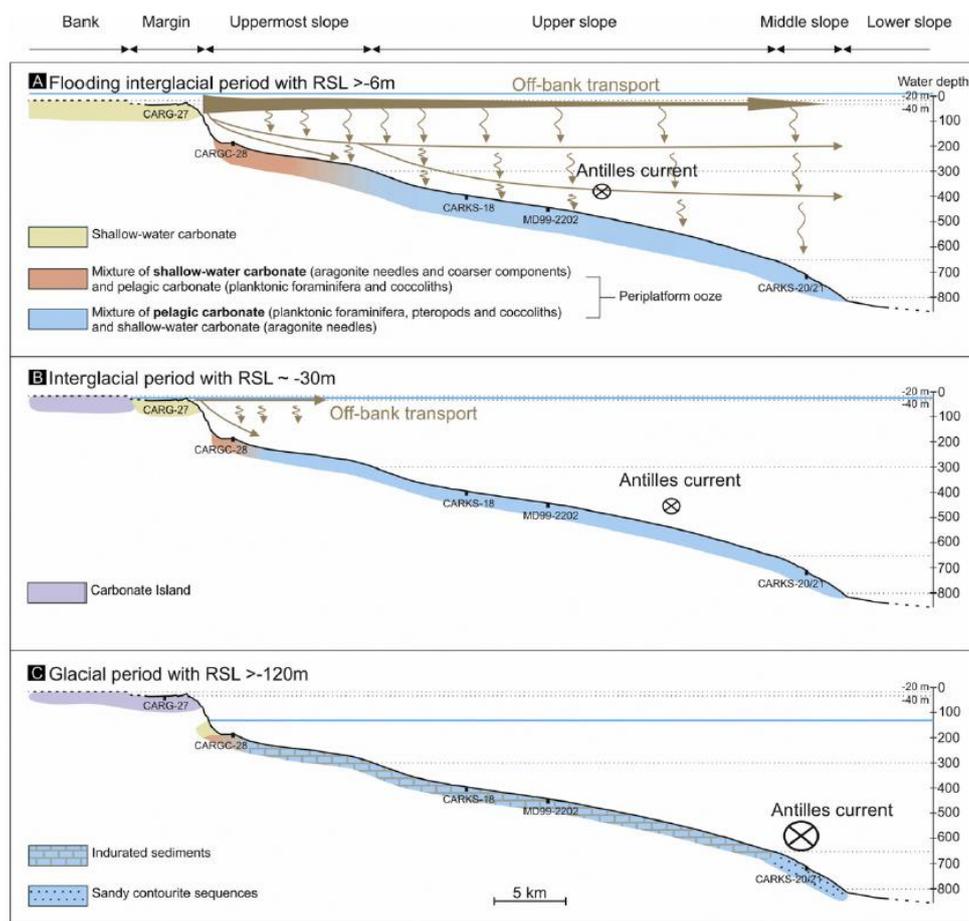


Figure 3-13 : Schéma illustrant les transferts sédimentaires au niveau du GBB en fonction du niveau marin (Relative Sea Level ou RSL, Chabaud et al., 2016). Plus le niveau marin est bas, moins les transferts sédimentaires sont importants.

Les transferts sédimentaires sont également plus importants en périodes interglaciaires qu'en période glaciaire (Figure 3-13). Ce genre de transfert peut se faire par un phénomène appelé « *density cascading* » (Wilson & Roberts, 1995) qui consiste en la plongée par densité d'une eau chaude et hypersaline provenant de la plateforme envoyée qui exporte ainsi de la boue aragonitique vers la pente (Figure 3-14). Ce phénomène est considéré comme prédominant durant l'Holocène au niveau de la pente ouest du GBB (Principaud et al., 2018).

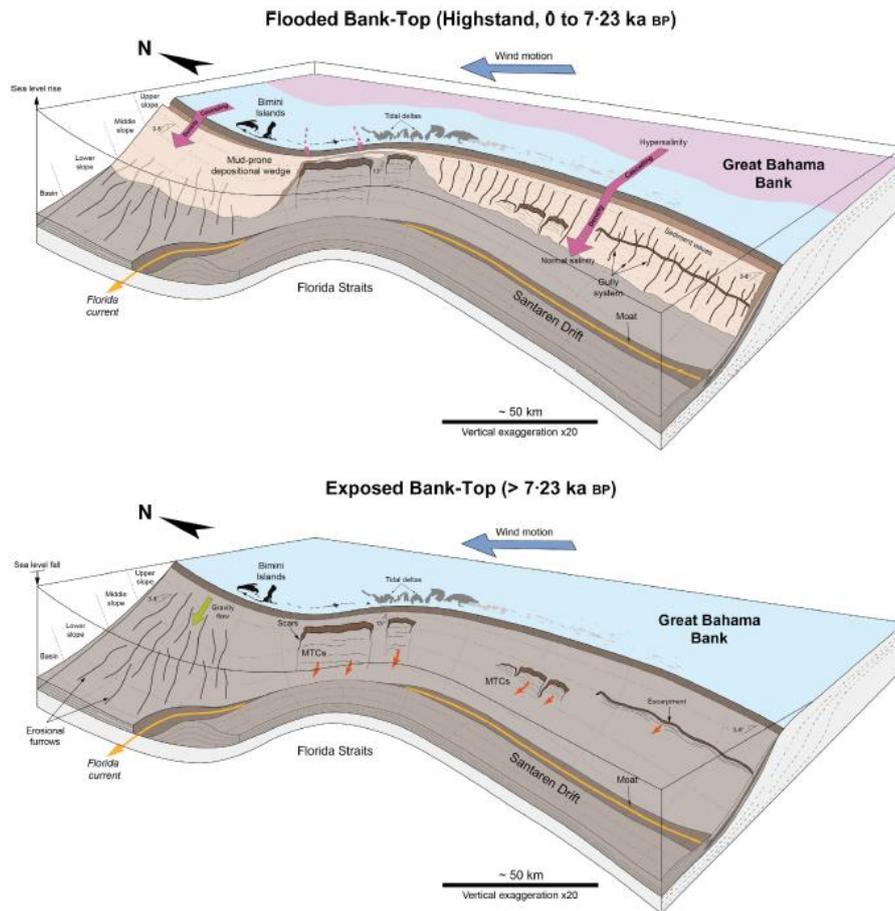


Figure 3-14 : Schéma des différents processus sédimentaires identifiés au niveau de la pente nord-ouest du GBB (Principaud et al., 2018). En haut-niveau marin (Highstand), la plateforme carbonatée est ennoyée et des phénomènes de density cascading se produisent depuis la plateforme jusqu'à la pente. En bas-niveau marin, la plateforme est émergée et moins de transferts se produisent entre la plateforme et la pente insulaire. MTC= mass transport complex.

3.6.3 Les systèmes mixtes

Les systèmes mixtes sont des systèmes sédimentaires ayant à la fois une ou plusieurs sources silicoclastiques et une ou plusieurs sources carbonatées. La source silicoclastique est généralement située en amont du système tandis que la source carbonatée est en aval au niveau de la plateforme carbonatée pouvant présenter des récifs coralliens « barrière ». Il en existe en Australie (Dunbar & Dickens, 2003; Puga-Bernabéu et al., 2011, 2014) ou en Papouasie (Tcherepanov et al., 2008). Dans le cas d'atolls, la source carbonatée est située au-dessus de la source silicoclastique volcanique (Counts et al., 2018, 2019). Au niveau des systèmes mixtes, les canyons peuvent se former par érosion progressive ou érosion régressive et influencent la nature des transferts sédimentaires depuis la plateforme jusqu'au domaine océanique profond. En effet, les transferts sédimentaires sont

principalement carbonatés dans le cas de canyons bloqués par les récifs au niveau de la bordure de la plateforme (Figure 3-15B) ou dans le cas de canyons confinés dans la pente (Figure 3-15C & D). A l'inverse, lorsque les canyons atteignent la bordure de la plateforme et ne sont pas bloqués par des récifs, les transferts sédimentaires sont mixtes (Figure 3-15B & C). Des chenaux peuvent se creuser sur la plateforme au niveau de « passes » entre les récifs coralliens (Figure 3-15B).

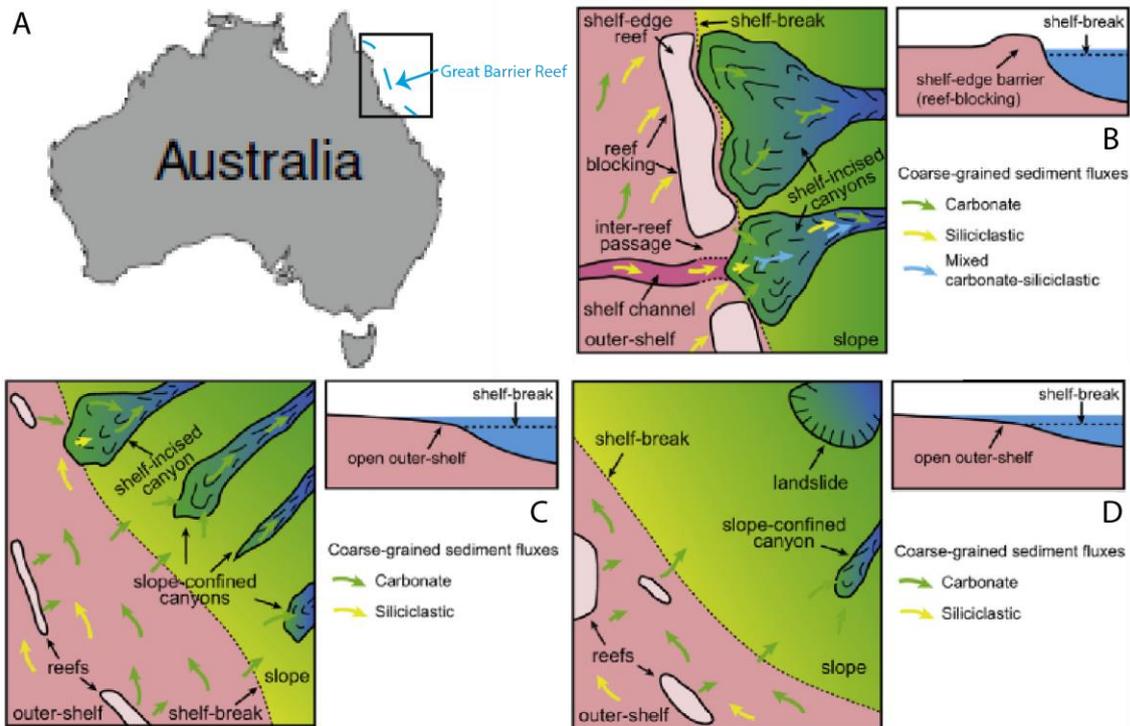


Figure 3-15 : Modèles schématiques de transferts sédimentaires au niveau de systèmes sédimentaires mixtes nord-australiens (modifié d'après Puga-Bernabéu *et al.*, 2014). A) Localisation de la zone d'étude. Le trait pointillé bleu indique la Grande Barrière de Corail au niveau de la zone d'étude. B) Schéma au niveau du récif de Ribbon. Cette zone est marquée la présence de récifs « barrière ». C) Schéma au niveau du passage de Noggin. D) Schéma au niveau de la région du passage de Palm. Cette zone est marquée par l'absence de canyons connectés à la plateforme. Les transferts sédimentaires silicoclastiques, carbonatés et mixtes sont respectivement indiqués par des flèches jaunes, vertes et bleues.

Dans le temps, le forçage influençant le plus l'activité de ces systèmes est l'eustatisme (Dunbar & Dickens, 2003; Tcherepanov *et al.*, 2008; Puga-Bernabéu *et al.*, 2011, 2014). En bas niveau marin (plateforme carbonatée émergée), les transferts sédimentaires sont principalement silicoclastiques via de longs chenaux connectés au continent (LST, Figure 3-16). Durant une transgression (récifs immergés et ligne de rivage au niveau de la plateforme), les transferts sont équilibrés (TST, Figure 3-16). En haut niveau marin (récifs et plateforme ennoyés et ligne de rivage lointaine), le transfert de carbonates est dominant par rapport au transfert de matériel silicoclastique car ceux-ci sédimentent principalement en aval du système (HST, Figure 3-16).

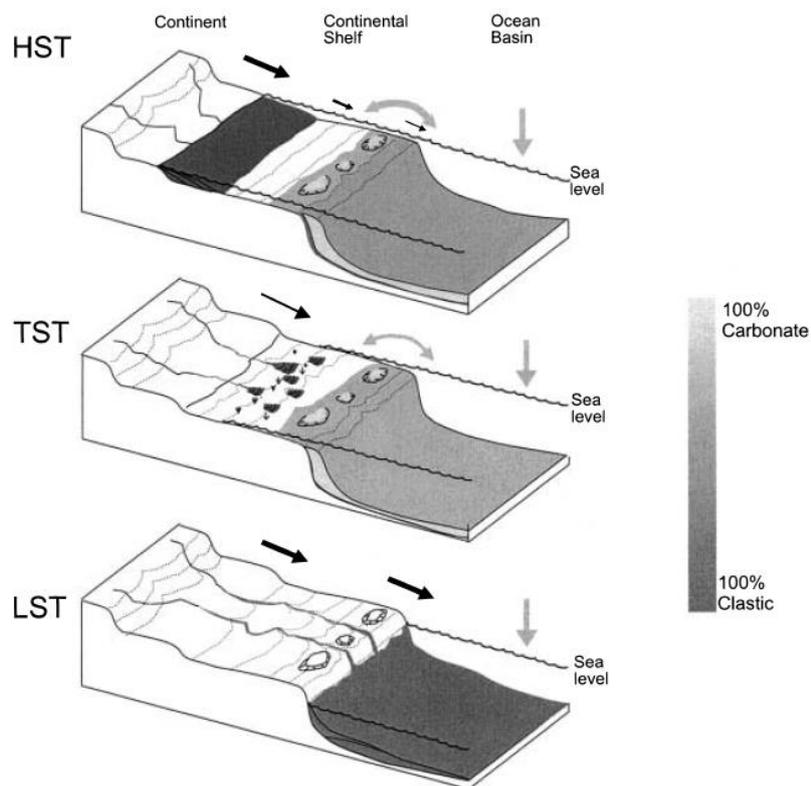


Figure 3-16 : Représentation schématique des transferts sédimentaires au niveau d'un système sédimentaire mixte en fonction de l'évolution du niveau marin (Dunbar & Dickens, 2003). LST= Lowstand, HST= Highstand, TST= Transgressive stand.

Dans le cas d'un atoll, les apports carbonatés sont très influencés par les vents (Counts *et al.*, 2018). Ainsi, les zones « face au vent » présentent généralement de faibles transferts plateforme-fonds à l'inverse des zones « sous le vent » où ce phénomène est amplifié. En effet, les vents (et par extension, les courants de surface) transportent les sédiments depuis les zones « face au vent » jusqu'aux zones « sous le vent ». Cela entraîne une dissymétrie entre ces deux zones : les zones « face au vent » présentent une pente plutôt abrupte au niveau de la laquelle il y a de nombreuses déstabilisations gravitaires tandis que les zones « sous le vent » développent une pente plus douce avec des systèmes turbiditiques relativement étendus (Figure 3-17). Les apports silicoclastiques sont quant à eux principalement déclenchés par des déstabilisations du socle volcanique (Figure 3-17).

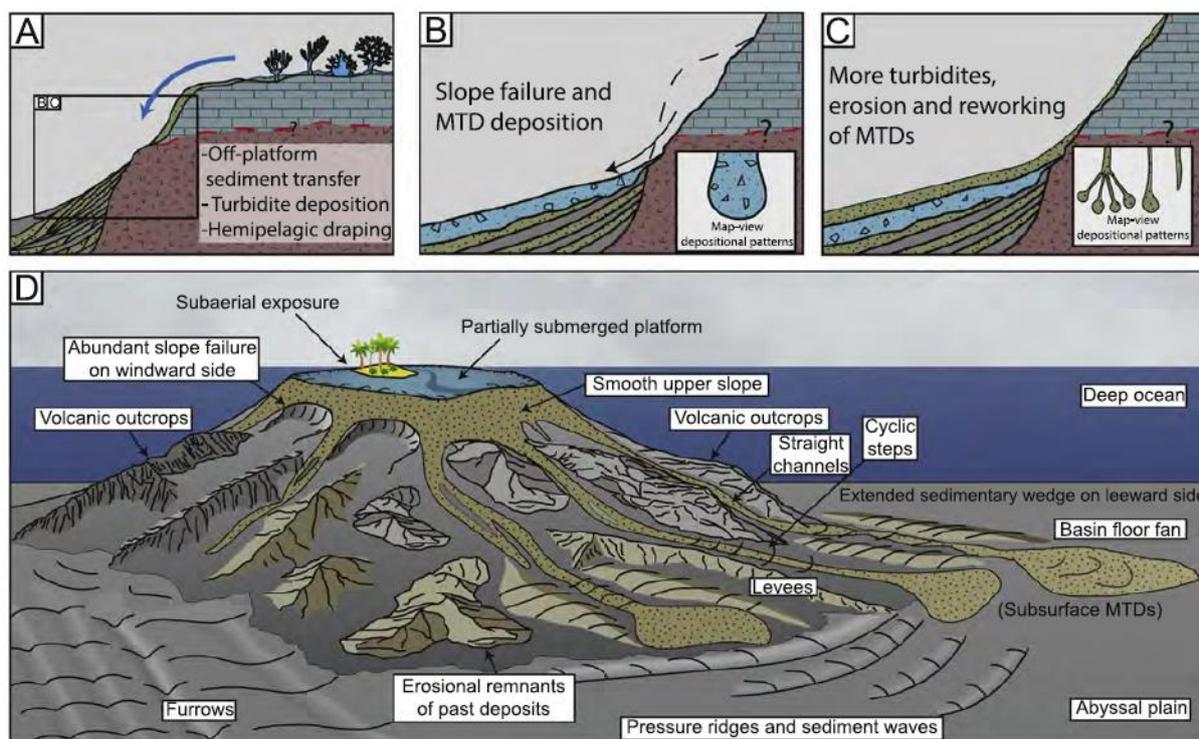


Figure 3-17 : Modèle schématique des processus sédimentaires déduits de l'observation de carottes sédimentaires, de données de bathymétrie et de données sismiques (Counts *et al.*, 2018). A) Alternance de dépôt de turbidites grossières et de drapage hémipélagique. B) Dépôt d'un MTD carbonaté (et pouvant provenir de la plateforme déjà lithifiée) résultant d'une rupture de pente. C) Dépôt de turbidites associé à l'érosion et au transfert des dépôts mis en place dans les chenaux. D) Modèle général de sédimentation au niveau des îles Epargues (ce schéma n'est pas à l'échelle).

3.7 Transport et accumulation de sédiment dans l'Arc Antillais

3.7.1 Taux d'accumulation pélagiques

La sédimentation au niveau d'un arc volcanique est complexe car elle comprend plusieurs natures de sédiments provenant de sources variées. La première source correspond aux différents types d'apports sédimentaires liés à l'activité volcanique (Sigurdsson *et al.*, 1980) : cendres, coulées pyroclastiques... Les apports silicoclastiques provenant de sources proches de l'arc peuvent également être pris en compte (Reid *et al.*, 1996). Enfin, les sources carbonatées ne sont pas à exclure, surtout au niveau d'un arc volcanique océanique situé en zone tropicale. Basé sur plusieurs carottes collectées dans de nombreuses zones de l'arc (arrière-arc, arc volcanique, avant-arc, prisme d'accrétion), Reid *et al.* (1996) ont remarqué une très nette opposition entre la nature des dépôts marins profonds entre le nord et le sud des Antilles (si l'on prend la Guadeloupe comme zone centrale). Au sud de la Guadeloupe, ils sont principalement composés de matériel volcanique et d'apports silicoclastiques (Figure 3-18) provenant des systèmes sédimentaires sud-américains (ex : Orénoque, Deville *et al.*, 2015) tandis qu'au nord de la Guadeloupe, ils sont principalement composés de carbonates

remobilisés d'eaux peu-profondes, de carbonates marins et de poussières du Sahara (Figure 3-18). Cette opposition peut s'expliquer par la présence de nombreux volcans actifs dans la zone Sud tandis que la zone Nord est également marquée par la présence de volcans (au niveau de l'arc interne) mais aussi par d'importantes plateformes carbonatées au niveau de l'arc carbonaté externe (bancs d'Anguilla et d'Antigua) et de l'arc interne (banc de Saba).

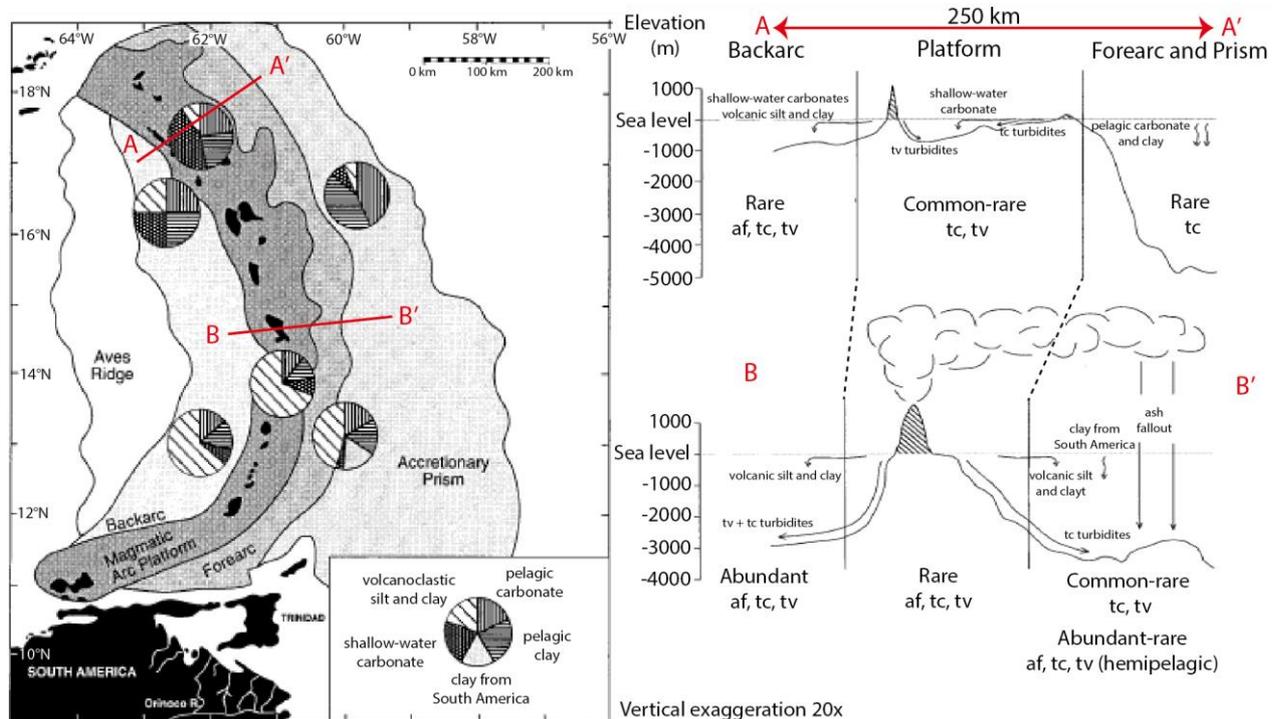


Figure 3-18 : Composition des sédiments marins profonds et transferts sédimentaires primaires dans l'Arc des Petites Antilles (modifié d'après Reid et al., 1996). Af = Ash fallout, tc = carbonate-rich turbidite, tv = volcanic-rich turbidite.

Les taux de sédimentation calculés dans la zone montrent des différences en fonction de la zone, de la nature des sédiments mais aussi du stade glaciaire (Reid et al., 1996). Ces taux sont généralement faibles pendant les stades glaciaires ou interglaciaires (<3 cm/ka) au niveau du prisme d'accrétion et de l'avant-arc au nord de la Guadeloupe. Ils sont légèrement plus élevés durant les stades interglaciaires (0.5 à 3 cm/ka contre 0.2 à 2 cm/ka pendant les stades glaciaires) sans doute en raison de l'augmentation de la production carbonatée pendant les phases de haut-niveau marin (Droxler & Schlager, 1985; Reymer et al., 1988; Schlager et al., 1994; Chabaud et al., 2016). Les taux de sédimentation sont un peu plus élevés au niveau du bassin de Kalinago (5 à 9 cm/ka) en raison de sa proximité avec les îles du nord (Antigua, Saint-Kitts....) et de sa faible profondeur.

Les taux de sédimentation sont en moyenne plus élevés dans le sud que dans le nord entre la Martinique et Grenade (d'un facteur 2 à 5 au niveau de l'avant-arc et du prisme d'accrétion et d'un facteur 2 à 7 au niveau de l'arrière-arc). Ils sont en moyenne plus élevés durant les stades glaciaires que pendant les stades interglaciaires. Pendant les stades glaciaires, ceci peut s'expliquer par l'augmentation de l'érosion des dépôts volcaniques émergés durant les baisses du niveau marin (Reid

et al., 1996). De plus, l'activité primaire carbonatée diminue au niveau des plateformes également émergées lors des baisses du niveau marin (*Reid et al., 1996*), ce qui va diminuer le stock de matériel carbonaté.

3.7.2 Production et transfert du matériel volcanique

De par la présence de nombreux volcans actifs, la sédimentation volcanoclastique constitue une part non-négligeable de la sédimentation au niveau des Petites Antilles (*Reid et al., 1996*). Basée sur l'analyse de nombreuses carottes sédimentaires, l'étude de *Sigurdsson et al. (1980)* a permis de mieux caractériser les types de dépôts volcanoclastiques présents dans les Petites Antilles. Les auteurs ont ainsi conclu que la sédimentation volcanoclastique présentait une forte dissymétrie. En effet, les dépôts provenant de coulées pyroclastiques sont majoritaires (98%) dans l'ouest de l'Arc tandis que les dépôts provenant des cendres atmosphériques sont majoritaires (99%) dans l'Est de l'Arc. Cette dissymétrie s'explique d'un côté par la localisation occidentale des volcans au niveau de l'Arc interne combinée à des courants marins E-O qui transportent les dépôts volcanoclastiques vers l'ouest. A l'inverse, les cendres sont majoritairement transportées vers l'Est par l'action des vents d'ouest assez puissants (50 à 90 km/h) dans la troposphère par des contralizes de la stratosphère qui sont moins rapides (20 km/h) et transportent donc moins de cendres (*Sigurdsson et al., 1980*). Cette tendance peut être illustrée par l'épaisseur des dépôts identifiés dans des carottes et associés à l'éruption explosive majeure du volcan Roseau il y a environ 30 000 ans BP (*Figure 3-19*) en Dominique (*Carey & Sigurdsson, 1980*). En effet, une importante distribution des cendres jusqu'à 600 km à l'Est de l'Arc a été observée tandis que la coulée pyroclastique s'étend au sud-ouest de l'île au niveau du bassin de Grenade (l'extension finale de ces dépôts a cependant été revue dans des études plus récentes, *Le Friant et al., 2015, Figure 3-19A*). La zone Barbuda-Sombrero (rectangle rouge sur les *Figure 3-19A & C*) est cependant mal caractérisée dans ces études car peu de carottes y sont collectées, en particulier dans le bassin d'avant-arc. Ici, les cendres de l'éruption du volcan Roseau ne sont pas retrouvées (carottes représentées par des cercles blancs sur la *Figure 3-19C*), laissant supposer un faible enregistrement de cendres dans cette zone. En revanche, certaines coulées pyroclastiques (ex : autour de Montserrat, *Figure 3-19A*) se sont déposées au niveau du bassin de Kalinago (*Reid et al., 1996*). Ce bassin, présent entre l'arc interne et l'arc externe dans la zone Nord est donc une zone de dépôt de coulées pyroclastiques provenant des volcans de Saba, St Kitts, Nevis ou Montserrat.

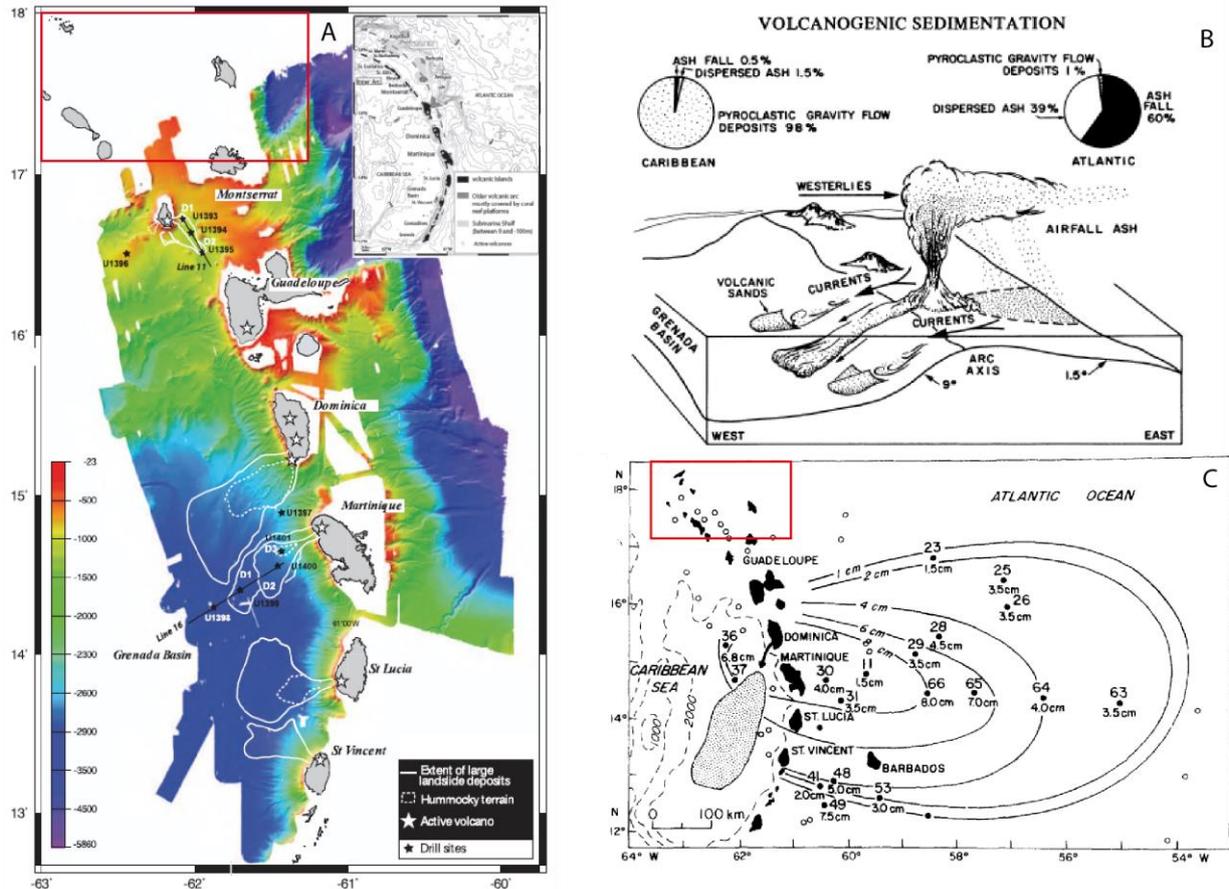


Figure 3-19 : Sédimentation volcanogénique au niveau des Petites Antilles. A) Extension de dépôts gravitaires d'origine volcanique (d'après [Le Friant et al., 2015](#)). B) Composition des dépôts sédimentaires d'origine volcanique aux Petites Antilles (d'après [Sigurdsson et al., 1980](#)). C) Epaisseur cumulative des dépôts volcaniques (téphras, coulées pyroclastiques...) aux Petites Antilles (d'après [Carey & Sigurdsson, 1980](#)). Les rectangles rouges localisent une partie de la zone d'étude de la thèse.

3.7.3 Transferts allochtones silicoclastiques

Au niveau d'un arc volcanique, les apports silicoclastiques sont généralement très élevés car ils proviennent de sources continentales proches (modèle « Fore-arc », [Nyberg et al., 2018](#), [Figure 3-10](#)). Au niveau des Petites Antilles, ces apports sont moins importants car les îles sont petites et certaines (celles de l'arc externe carbonaté) ne possèdent qu'un bassin versant très restreint. La majorité des apports silicoclastiques viennent donc de systèmes plus éloignés.

Deux systèmes sédimentaires principaux existent au sud des Petites Antilles et alimentent en partie la zone : les systèmes de l'Orénoque et de l'Amazone ([Figure 3-20](#)). Le système turbiditique de l'Amazone ne semble pas alimenter les Petites Antilles car les courants de turbidité sont transportés vers le nord puis vers l'Est via la zone de fracture de Verna ([Figure 3-20](#)). En revanche, une partie du matériel sédimentaire provenant de l'Amazone, mais aussi de l'Orénoque, est dévié par le courant littoral de Guyane (GLC, [Figure 3-20](#)), ce qui amène un important stock de matériel sédimentaire vers

le nord du continent Sud-Américain. Ce stock alimente des systèmes turbiditiques s'étendant jusque dans les bassins de Tobago et Grenade (Figure 3-20). Quant au système turbiditique de l'Orénoque, il s'étend vers le nord-ouest et remplit partiellement la fosse des Petites Antilles jusqu'aux rides de Tiburon et Barracuda (Figure 3-20). Ce système turbiditique impressionnant en longueur (plus de 3000 km de long, Deville *et al.*, 2015) s'étend également vers la fosse de Puerto Rico en empruntant le chenal marin profond de Vidal (VDSC, Figure 3-20).

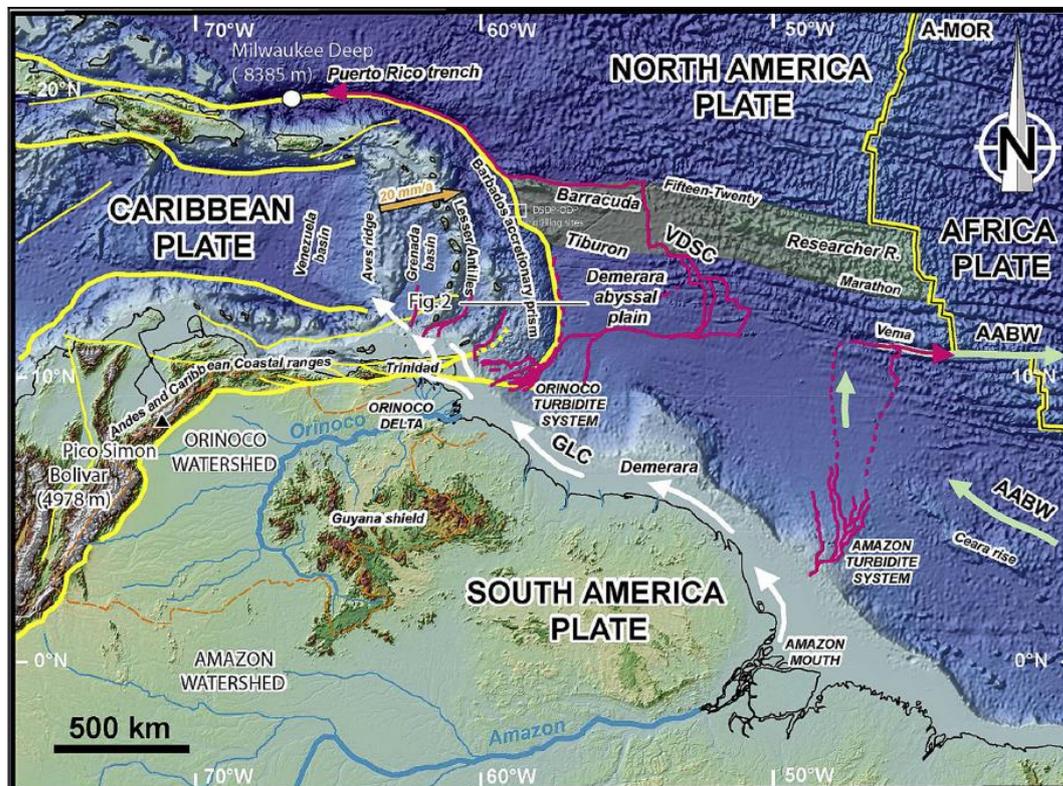


Figure 3-20 : Transferts sédimentaires allochtones depuis le continent Sud-Américain jusqu'aux Petites Antilles (d'après Deville *et al.*, 2015). La flèche orange correspond au vecteur déplacement de la plaque Caraïbe par rapport à la plaque Nord-Américaine. Les traits rouges correspondent à des systèmes turbiditiques. AABW: Antarctic Bottom Water (flèches vertes; d'après Rhein *et al.*, 1998); GLC: Guyana Littoral Current (flèches blanches); VDS: Vidal Deep Sea Channel. A-MOR: Atlantic Mid-Oceanic Ridge.

D'autres apports silicoclastiques proviennent des poussières sahariennes transportés par les vents d'Est. Ces apports sont plus importants pendant les stades interglaciaires en raison de l'intensification de la force des vents (Reid *et al.*, 1996).

3.7.4 Production et transfert du matériel carbonaté

La production carbonatée est une source d'apport sédimentaire principale au niveau des zones tropicales comme les Petites Antilles. De nombreux organismes utilisent les carbonates présents dans

l'eau afin de construire leur test, leur coquille ou leur squelette comme les foraminifères (planctoniques et benthiques), les bryozoaires, les ptéropodes, certaines algues et les polypiers. Une fois morts, ces organismes décaissent et composent les sédiments marins carbonatés, qui peuvent être de trois types :

- De l'aragonite ou de la boue aragonitique. Ce type de production est très fréquent au niveau de la plateforme carbonatée sous une faible tranche d'eau. L'aragonite est un polymorphe de la calcite ; d'autres éléments peuvent se substituer au calcium comme notamment le strontium (Sr) afin de former le minéral.
- De la calcite riche en magnésium. Ce type de production est fréquent au niveau de la pente.
- De la calcite pauvre en magnésium. Ce type de production est réalisé dans la colonne d'eau.

La répartition de ces carbonates dans les sédiments marins est dépendante des conditions physico-chimiques du milieu. En effet, à partir d'une certaine profondeur, les conditions physico-chimiques du milieu sont trop extrêmes et les tests se dissolvent. Les profondeurs sont cependant différentes en fonction des océans mais également en fonction de la nature des carbonates (aragonite ou calcite). Ainsi, la couche de compensation de l'aragonite (*Aragonite Compensation Depth* ou *ACD*), qui correspond à la profondeur à partir de laquelle l'aragonite est totalement dissoute, est de 2000 à 3000 m (Berger, 1978) dans l'Océan Atlantique. La couche de compensation des carbonates (*Carbonate Compensation Depth* ou *CCD*) est, quant à elle, située à environ 5000 m (Damuth, 1977).

Au niveau de l'Arc des Petites Antilles, la production carbonatée est élevée au niveau des plateformes carbonatées entourant les îles mais est plus élevée au niveau de l'arc externe (Reid *et al.*, 1996). La signature des carbonates de ces plateformes montre un enrichissement en aragonite et en calcite magnésienne (Reid *et al.*, 1996) typique des carbonates de faible profondeur. Cette signature est retrouvée dans certains sédiments profonds de l'avant-arc et de l'arrière-arc, prouvant l'existence de transferts plateforme-domaine océanique profond (Reid *et al.*, 1996).

Comme mentionné précédemment, c'est en période de haut-niveau marin (donc pendant les stades interglaciaires) que la production carbonatée est plus importante au niveau de la plateforme (Schlager *et al.*, 1994; Chabaud *et al.*, 2016). Les échanges plateforme-domaine océanique profond sont donc plus importants pendant cette période (Chabaud *et al.*, 2016) et peuvent se faire par exemple par *density cascading* (Wilson & Roberts, 1995; Principaud *et al.*, 2018). Le forçage climatique « épisodique » est également à prendre en compte comme en témoigne les importants transferts sédimentaires engendrés par l'ouragan « Irma » (Figure 2-5). Enfin, d'importants transferts gravitaires de matériel carbonatés ont également été mis à jour par certaines études. Ainsi, Trofimovs *et al.* (2010)

ont identifié des avalanches de débris bioclastique dans le graben de Bouillante-Montserrat générées lors du glissement d'une plateforme carbonatée. **Seibert (2019)** a également identifié des dépôts carbonatés (turbidites, homogénites) retrouvés dans des carottes collectées le long du bassin d'avant-arc, de Sainte Lucie jusqu'à Barbuda. Ces dépôts ont vraisemblablement été déclenchés par des séismes, rendant ce forçage important dans la zone.

3.8 Les systèmes turbiditiques des Petites Antilles

Les pentes Est (avant-arc) et ouest (arrière-arc) de l'arc Antillais présentent une forte dissymétrie (**Figure 3-21**).

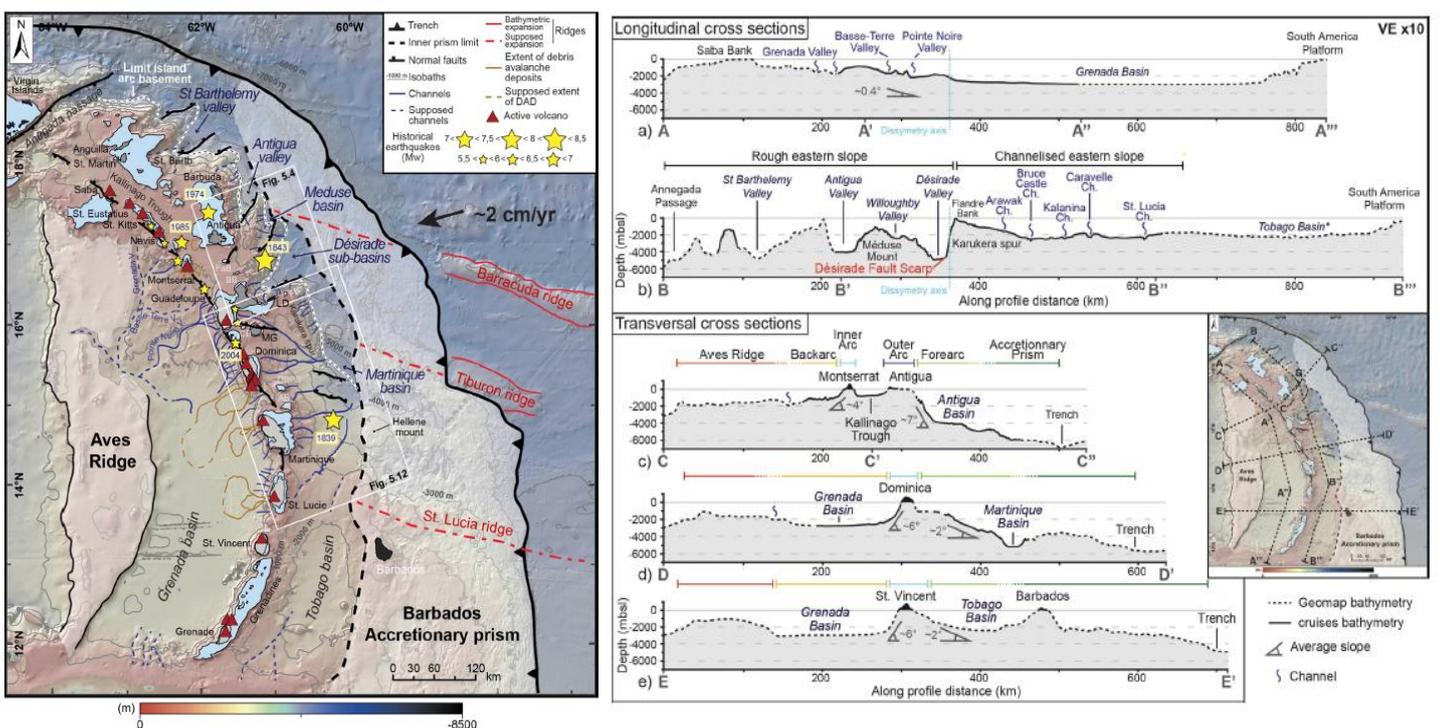


Figure 3-21 : Carte bathymétrique interprétée de l'Arc des Petites Antilles (**Seibert, 2019**). Deux coupes longitudinales et trois coupes transversales illustrent les principales structures (vallées, chenaux, bassins) tout le long de l'Arc. La bathymétrie en trait plein correspond à des données issues de campagnes océanographiques tandis que celle en pointillés correspond à la bathymétrie Geomap. L'exagération verticale est de x10. Ch=channel.

L'extension des dépôts turbiditiques semble être bloquée à l'ouest par la ride d'Avès et à l'Est par le prisme d'accrétion. Quatre zones bien différentes peuvent être identifiées (**Bouysse & Guennoc, 1983b**) :

-L'arrière-arc de Saba jusqu'à la Guadeloupe (visible sur les coupes A-A' et C-C', **Figure 3-21**), présente une pente relativement faible et sont recouverts par une épaisse couche sédimentaire récente (**Bouysse & Guennoc, 1983b**). Les systèmes turbiditiques profonds sont assez peu développés, excepté

au niveau de la Guadeloupe. La plupart des dépôts volcaniques sont concentrés au niveau du bassin de Kalinago (Reid *et al.*, 1996).

-L'avant-arc d'Anegada à la Guadeloupe (visible sur les coupes B-B' et C-C', Figure 3-21), présente une pente abrupte et une succession de vallées (vallée de St Barthélémy, vallée d'Anguilla...) et d'éperons probablement structurés par des failles normales (Feuillet *et al.*, 2002). La couverture sédimentaire est peu épaisse et ancienne (Bouysse & Guennoc, 1983b). Les systèmes turbiditiques de cette zone sont étudiés dans cette thèse.

-L'arrière-arc de la Dominique jusqu'à Grenade (visible sur les coupes A'-A''', D-D' et E-E', Figure 3-21), présente une pente assez raide entaillée par des systèmes turbiditiques volcaniques importants se terminant dans le bassin de Grenade. De nombreux *debris flow* ou des effondrements de volcans y ont été identifiés (Carey & Sigurdsson, 1980; Le Friant *et al.*, 2015). La couverture sédimentaire est modérément importante (Bouysse & Guennoc, 1983b).

-L'avant-arc entre Barbuda et Sainte-Lucie (visible sur les coupe B-B'' et D-D', Figure 3-21) peut être découpé en deux zones. Entre Barbuda et la Guadeloupe, la pente est abrupte (Bouysse & Guennoc, 1983b) et présente des systèmes turbiditiques qui se déposent dans des bassins (Désirade, Martinique) profonds (~5000 m). Ces systèmes présentent de nombreux canyons droits ou dendritiques et les transferts sédimentaires sont mis en évidence par des *sediment waves* (Seibert, 2019). Entre la Guadeloupe et Sainte Lucie, la pente est plus douce et les canyons, moins nombreux, sont longs et sinueux (Seibert, 2019). Enfin, au niveau de l'avant-arc entre Sainte Lucie et Grenade (visibles sur les coupes B''-B''' et E-E', Figure 3-21), la pente est moins abrupte en raison de la présence du bassin peu profond (~2100 m) de Tobago qui sert de zone de dépôt des sédiments provenant du système de l'Orénoque (cf chapitre 3.7.3).

4 La paléosismologie marine

4.1 De la paléosismologie terrestre à la paléosismologie marine

La paléosismologie est une discipline qui s'intéresse à la l'étude des séismes préhistoriques et en particulier à leur localisation, leur chronologie et à leur taille (Mc Calpin & Nelson, 2009). Plusieurs méthodes permettent de caractériser les séismes dans le passé (sismicité instrumentale, sismicité historique...) mais la paléosismologie est une des disciplines permettant de remonter le plus dans le passé (Figure 4-1).

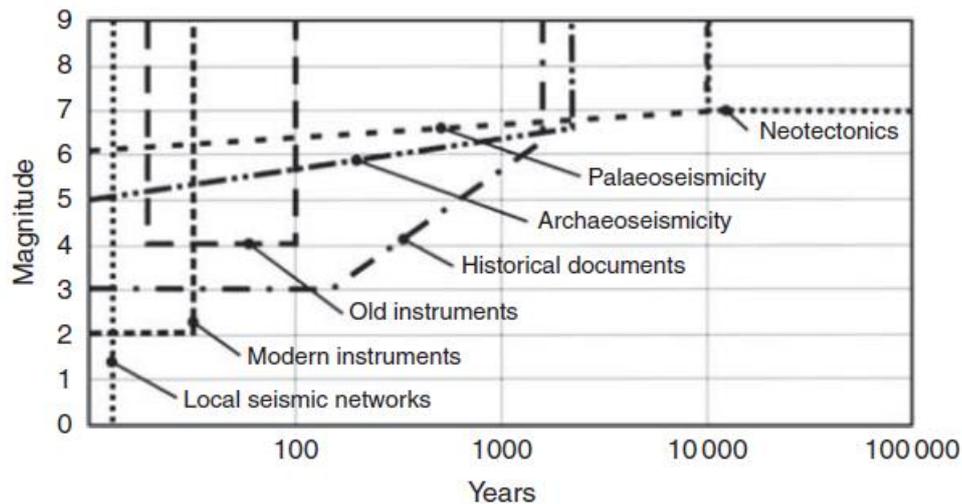


Figure 4-1 : Magnitudes détectées des séismes et périodes de temps couvertes par les différentes disciplines traitant de l'étude des séismes dans le passé (d'après Caputo & Helly, 2008 adapté de Levret, 2002).

A terre, la paléosismologie est utilisée au niveau de failles où l'on peut observer directement le décalage au niveau de la faille (Dramis & Blumetti, 2005). Dans un second temps, plusieurs caractéristiques du séisme pourront être calculées comme l'aire de rupture ou l'âge de la rupture. En mer ou dans les lacs, ce genre d'observations est pratiquement impossible car l'accès aux zones de ruptures est bien plus compliqué. Dans certains cas, il sera possible d'établir le décalage vertical ou l'escarpement de failles à l'aide de profils sismiques et de bathymétrie (Figure 4-2).

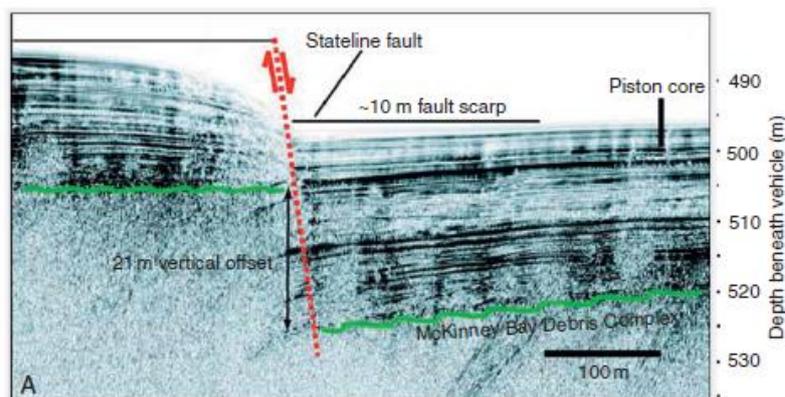


Figure 4-2 : Profil CHIRP au niveau de la Stateline Fault dans le lac Tahoe, en Californie (Kent et al., 2005). Le top du McKinney Bay slide complex (en vert) est décalé de 21 m au niveau de la faille, mettant à jour l'activité de la faille.

Les séismes déclenchés en mer (au niveau d'une zone de subduction) sont les plus dévastateurs en terme de magnitude, d'intensité, mais également car ils peuvent déclencher des tsunamis. La zone sismogène étant au large, les effets principaux du séisme (décalage, déformation) sont souvent inaccessibles. La paléosismologie marine est donc très utile afin de mieux caractériser ces évènements. Les études se baseront alors sur des observations indirectes comme par exemple:

-L'analyse des terrasses marines ou des coraux de type microatolls permet de mieux quantifier les déplacements verticaux conséquents d'un séisme de subduction (cf. [chapitre 2.5.1](#), [Figure 2-12](#)). Ce genre d'étude est appelée paléogéodésie et a déjà été tentée sur des coraux dans les Antilles ([Philibosian et al., 2014, 2015](#); [Weil-Accardo et al., 2016](#)). Situés en Martinique, ces coraux mettent en évidence une phase de subsidence tectonique suivie par une émergence soudaine très sûrement provoqué par le séisme de 1946 ([Weil-Accardo et al., 2016](#)). Ils montrent également que les taux de déformation durant les phases intersismiques ont pu être différents ([Weil-Accardo et al., 2016](#)).

-L'analyse des dépôts de tsunamis à terre peut également être un bon indicateur. Ce genre d'étude peut se faire au niveau de lagons (par l'identification de niveaux sableux grossiers allochtones, contenant de la faune d'environnement marin profond), ou au niveau de marais (par l'identification de niveaux sableux grossiers et de micro-organismes marins, [Goldfinger et al., 2003](#)). Il est cependant assez difficile de différencier les dépôts d'origine climatique (ex : ouragans) des dépôts de tsunami, surtout au niveau des côtes exposées aux vents ([Engel et al., 2016](#)). L'identification de boulders permet également de quantifier l'avancée des vagues de tsunamis sur les continents ([Goto et al., 2007, 2010b](#)). Les boulders peuvent également être transportés par des vagues de tempêtes mais sont généralement retrouvés à des distances moins importantes de la mer que ceux transportés par les vagues de tsunami ([Goto et al., 2010a](#)).

-L'analyse de certains dépôts sédimentaires comme les turbidites co-sismiques ou les homogénites dans les sédiments marins permet d'identifier d'importants transferts sédimentaires engendrés par des déstabilisations sous-marines déclenchées par un séisme voire un tsunami. Cette thèse va se concentrer sur cette partie de la paléosismologie marine.

4.2 Approche centrée sur l'étude des turbidites co-sismiques

L'étude des turbidites « co-sismiques » est une discipline relativement récente qui s'intéresse à l'identification et la corrélation de turbidites retrouvées dans des carottes sédimentaires spatialement éloignées. Les premières études font suite à la découverte de ruptures de câbles sous-

marins de communication juste après le séisme de Grand-Banc de Terre-Neuve le 18 Novembre 1929, prouvant l'occurrence d'une rupture sous-marine depuis le plateau vers la plaine abyssale. La première hypothèse plausible pouvant expliquer l'origine de ces ruptures a été amenée par Heezen et Ewing 1952; Heezen et al., 1954 suite à la découverte d'une nouvelle couche sédimentaire profonde composée de sédiments grossiers (sables et silts) dans une plaine abyssale. Cette couche témoigne d'un transfert sédimentaire (un courant de turbidité) dont le déclenchement est co-sismique au séisme de 1929. Un séisme peut en effet déstabiliser la pente continentale et déclencher des transports gravitaires de masse similaires à des avalanches sous-marines. Le dépôt découlant d'un courant de turbidité déclenché par un séisme a été nommé « *seismoturbidites* » par Mutti et al., 1984. Les *seismoturbidites* se distinguent des turbidites asismiques par des structures sédimentaires et une granularité différentes ainsi qu'une répartition spatiale et un volume plus importants (Mutti et al., 1984; Gorsline et al., 2000). Certains auteurs estiment cependant que le volume d'un courant de turbidité n'est pas évident à déterminer (Sumner et al., 2013; Talling, 2014). Les principaux critères de différenciation entre ces deux types de turbidites sont présentés dans le Tableau 4-1.

Tableau 4-1 : Synthèse des différents critères d'identification des *seismoturbidites* (Garibaldi, 2006 d'après Gorsline et al., 2000; Nakajima & Kanai, 2000; Nilsen, 2000; Shiki et al., 2000; Smoot et al., 2000; Goldfinger et al., 2003).

	Turbidites asismiques	<i>Seismoturbidites</i>
Extension latérale et volume des dépôts	5 à 10 fois moins importante	5 à 10 fois plus importante
Source	Source unique	Sources multiples ou non
Processus de dépôt	Courant de turbidité unique	Succession de courants de turbidité provenant de sources différentes ou non
Structures sédimentaires	Séquences de Bouma parfois complètes	Lits amalgamés (empilement de plusieurs lits de même nature), séquences de Bouma systématiquement incomplètes ou irrégulières
Granularité	Granoclassement normal	Granoclassement normal, inverse, fluctuations, changements brutaux

L'étude des turbidites co-sismiques a connu son essor après de nombreuses études menées au large de la marge des Cascades (ex : Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003; Goldfinger, 2011; Gutiérrez-Pastor et al., 2013) et en Méditerranée (ex : Mutti et al., 1984; Polonia et al., 2013, 2017b; Köng et al., 2016; San Pedro et al., 2017a). L'étude des dépôts sédimentaires d'origine sismique s'est également développée dans d'autres zones du monde où des ruptures de câbles ont été constatées comme en Algérie (Cattaneo et al., 2012; Ratzov et al., 2015; Babonneau et al., 2017) ou à Taiwan (Hsu

et al., 2008; Carter *et al.*, 2012; Gavey *et al.*, 2017) ainsi qu'au niveau de la plupart des zones de subduction où se produisent les séismes les plus dévastateurs comme au Japon (Nakajima & Kanai, 2000; Noda *et al.*, 2008; McHugh *et al.*, 2016; Usami *et al.*, 2018), en Nouvelle-Zélande (Pouderoux *et al.*, 2012b, a, 2014), à Sumatra (Patton *et al.*, 2013, 2015). Ce genre d'études est également réalisable au niveau de fjords (St-Onge *et al.*, 2004) ou de lacs (Chapron *et al.*, 1999; Beck, 2009; Gomez *et al.*, 2014; Morellón *et al.*, 2014; Praet *et al.*, 2017).

Deux méthodes principales permettent de distinguer les turbidites co-sismiques des turbidites ayant un autre déclencheur : le test de confluence et les marqueurs stratigraphiques. Ces deux méthodes peuvent être renforcées par des datations au ^{14}C même si certains auteurs estiment que les incertitudes liées aux âges sont trop importantes (Sumner *et al.*, 2013; Talling, 2014). D'autres méthodes prennent en compte la caractérisation sédimentaire de dépôts marins. En effet, de par leurs caractéristiques sédimentaires, certains dépôts peuvent être immédiatement associés à un déclenchement d'origine sismique (séisme ou tsunami). C'est le cas des turbidites amalgamées (Nakajima & Kanai, 2000; Van Daele *et al.*, 2017), des homogénites (Chapron *et al.*, 1999; Cita & Aloisi, 2000; Polonia *et al.*, 2017b; San Pedro *et al.*, 2017a) et des complexes Homogénite-Turbidite (Campos *et al.*, 2013a).

4.3 Méthodes pour distinguer la synchronicité spatio-temporelle des turbidites

4.3.1 Test de confluence et corrélations sédimentaires

Le test de confluence a été proposé par Adams, 1990 au niveau de la marge des Cascades et a ensuite été repris par de nombreuses études menées notamment par Goldfinger *et al.* (2003); Goldfinger (2011); Gutiérrez-Pastor *et al.* (2013). Ce test se base sur le nombre de turbidites retrouvées dans des carottes sédimentaires prélevées dans des systèmes sédimentaires indépendants. Contrairement à d'autres déclencheurs « locaux » (ex : crue), les séismes sont en effet considérés comme « régionaux » et impactent une zone bien plus étendue. L'une des particularités des turbidites co-sismiques est donc leur répartition spatiale supposée plus importante avec un déclenchement synchrone sur plusieurs systèmes turbiditiques indépendants (Tableau 4-1).

Dans le cas de la marge des Cascades (Adams, 1990; Goldfinger *et al.*, 2003), treize turbidites ont ainsi été dénombrées dans plusieurs carottes provenant de systèmes sédimentaires différents, prouvant l'occurrence de treize séismes de magnitudes importante au cours des derniers 7500 ans avec une récurrence moyenne d'environ 600 ans. Le même nombre de turbidites a été identifié dans d'autres carottes prélevées en aval de deux systèmes turbiditiques se rejoignant, ce qui corrobore l'origine co-sismique de ces turbidites. En effet, si ces écoulements n'avaient pas été synchrones, alors

il y aurait eu plus de turbidites (vingt-six) dans les carottes en aval (Adams, 1990). Certains auteurs accordent cependant peu de crédit au test de confluence car le nombre de turbidites enregistrées en une zone donnée peut dépendre de la hauteur de la zone de carottage par rapport au thalweg du canyon ou du chenal, de la distance parcourue par les courants de turbidité mais aussi de l'épaisseur du courant de turbidité qui n'est pas identique pour chaque courant de turbidité (Sumner *et al.*, 2013; Talling, 2014). Ce qui prouve cependant que trouver le même nombre de turbidites dans ce genre de configuration n'est pas le fruit du hasard mais d'une déstabilisation synchrone.

Comme toutes les carottes sédimentaires ne font pas la même longueur, il est possible qu'elles n'enregistrent pas le même nombre d'évènements. Dans plus, l'utilisation de datations au ¹⁴C est indispensable et permet d'obtenir un cadre chronologique. La Figure 4-3 montre la corrélation de turbidites dans des carottes prélevées dans différents systèmes turbiditiques sur la marge Californienne (segment Northern San Andreas Fault ou NSAF). Les corrélations sont principalement basées sur un cadre chronostratigraphique avec des incertitudes liées à des taux de sédimentation différents (Goldfinger *et al.*, 2007). On remarque ainsi que la plupart des turbidites sont corrélées entre les carottes provenant des différents systèmes turbiditiques (canyons de Noyo, d'Arena, de Gualala...) répartis sur 250 km le long de la marge NSAF. La répartition spatiale importante de ces turbidites est donc en faveur d'un déclenchement régional co-sismique avec des sources multiples (Tableau 4-1).

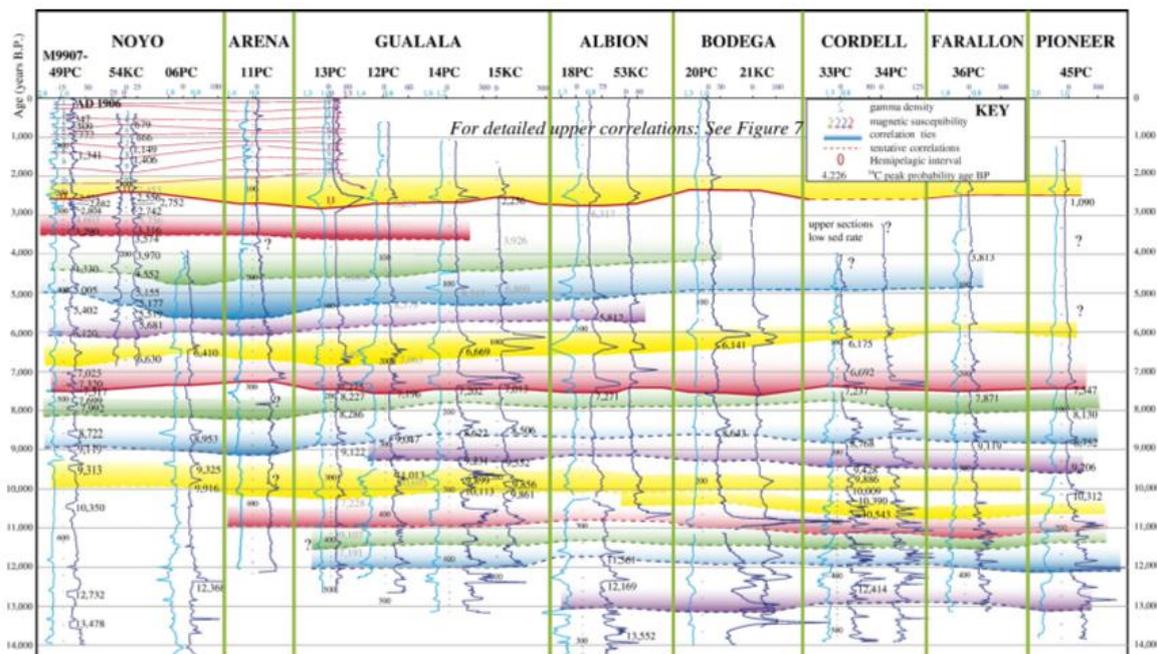


Figure 4-3 : Corrélation de turbidites basées sur un cadre chronostratigraphique au niveau de systèmes turbiditiques du segment Nord de la faille de San Andreas (Goldfinger *et al.*, 2007). Les courbes en bleu clair correspondent à de la densité gamma et les courbes en bleu foncé correspondent à la susceptibilité magnétique. Les corrélations en trait plein sont certaines tandis que les corrélations en pointillés sont supposées. Les canyons sont indiqués du nord (Noyo) au sud (Pioneer).

4.3.2 Corrélations à l'aide de marqueurs stratigraphiques

Ces corrélations se basent sur l'identification de couches particulières et identifiables dans plusieurs carottes.

-Les couches de cendres volcaniques :

Pour reprendre l'exemple de la marge des Cascades (Goldfinger *et al.*, 2003, 2012; Goldfinger, 2011), la présence d'une couche de cendre datée de l'éruption du mont Mazama (6845 +/- 50 ans BP) a permis de trouver un fort marqueur stratigraphique afin de corréler les carottes sédimentaires à travers les différents systèmes turbiditiques (Figure 4-4). Les couches de cendres sont des excellents marqueurs stratigraphiques car leur répartition spatiale est importante. Cependant, la dissémination d'une couche de cendres dépend de la direction des vents. Il est donc possible de ne pas la retrouver dans toutes les carottes (Figure 4-4). Sur la Figure 4-4, quatre couches de cendres ont pu être corrélées sur quatre carottes différentes. Cela permet donc d'obtenir des marqueurs stratigraphiques utiles pour corréler les turbidites intercalées entre les niveaux de cendres.

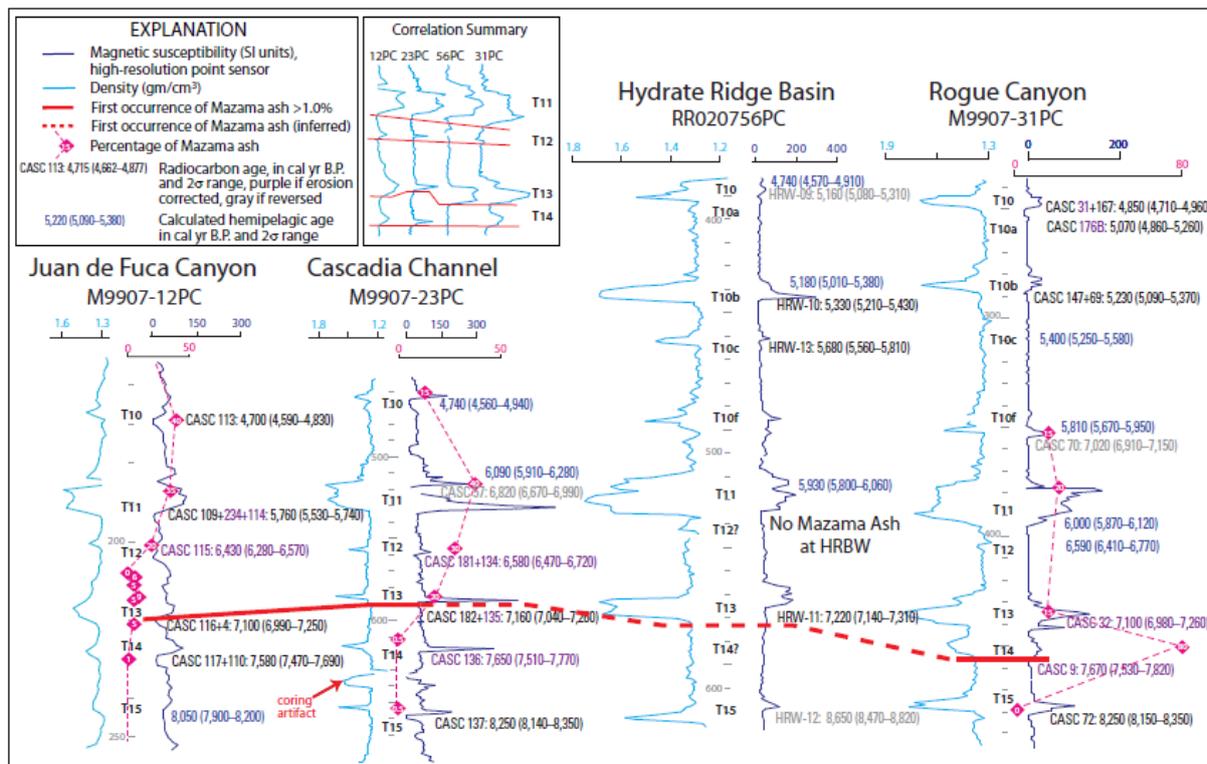


Figure 4-4 : Corrélation de quatre carottes sédimentaires prélevées dans quatre systèmes sédimentaires différents au niveau de la marge des Cascades (Goldfinger *et al.*, 2012). Le trait rouge plein indique la première apparition du niveau de cendres Mazama. Il est en pointillés au niveau d'Hydrate Ridge Basin car on note juste la présence d'une turbidite boueuse (de manière générale, le niveau de cendres n'a pas été retrouvé dans la carotte RR020756PC). Les losanges roses indiquent le pourcentage

de verres volcaniques dans la fraction sableuse des turbidites correspondantes. L'encart montre la corrélation de ces quatre carottes à l'aide des courbes de susceptibilité magnétique. HRBW: Hydrate Ridge Basin West.

-Les mégadépôts :

Certains mégadépôts particuliers peuvent aussi servir de marqueur stratigraphique. Le dépôt d'Augias (Cita & Aloisi, 2000; Hieke, 2000; Hieke & Werner, 2000; Polonia *et al.*, 2013; San Pedro *et al.*, 2017a) en est un bon exemple. Probablement déclenché par le séisme de Crête en 365 AD (San Pedro *et al.*, 2017), ce dépôt a été retrouvé dans différents bassins de la mer Méditerranée, atteignant jusqu'à 24 m d'épaisseur dans la plaine abyssale de Sirte (Hieke & Werner, 2000). Il est identifié comme étant la première unité transparente sur les profils de sondeur de sédiment dans de nombreuses zones de la mer Méditerranée (Figure 4-5).

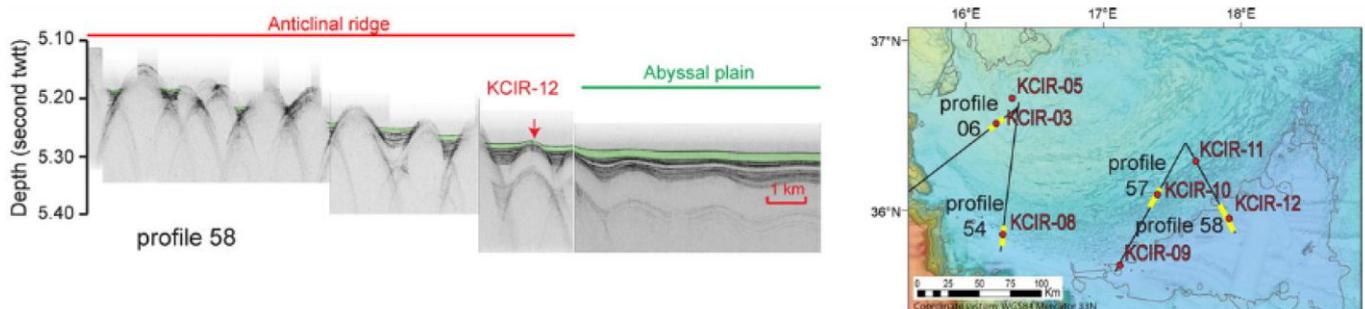


Figure 4-5 : Visualisation du dépôt d'Augias (en vert) sur le profil de pénétrateur de sédiment 58 (donnée de la campagne CIRCEE) au niveau de deux zones du prisme calabrais (d'après San Pedro *et al.*, 2017).

Le dépôt d'Augias présente également une variation spatiale de faciès (Figure 4-6): mégaturbidite (Polonia *et al.*, 2013; San Pedro *et al.*, 2017), homogénite (Cita & Aloisi, 2000; San Pedro *et al.*, 2017a) ou même turbidite épaisse (San Pedro *et al.*, 2017). Le fait que des types de dépôts différents puissent être associés à un même évènement déclencheur prouve que d'autres paramètres doivent être pris en compte pour caractériser un dépôt, comme par exemple la physiographie du bassin de dépôt (ex : levées, bassins perchés, ride anticlinale, plaine abyssale (San Pedro *et al.*, 2017) mais aussi l'énergie et l'importance du courant de turbidité. Dans le cas de l'étude de San Pedro *et al.* (2017), les courants de turbidité n'ont pas l'énergie suffisante pour se retrouver au niveau de bassins perchés ou pour se déposer dans toute la plaine abyssale. Seule l'homogénite est retrouvée dans ces zones.

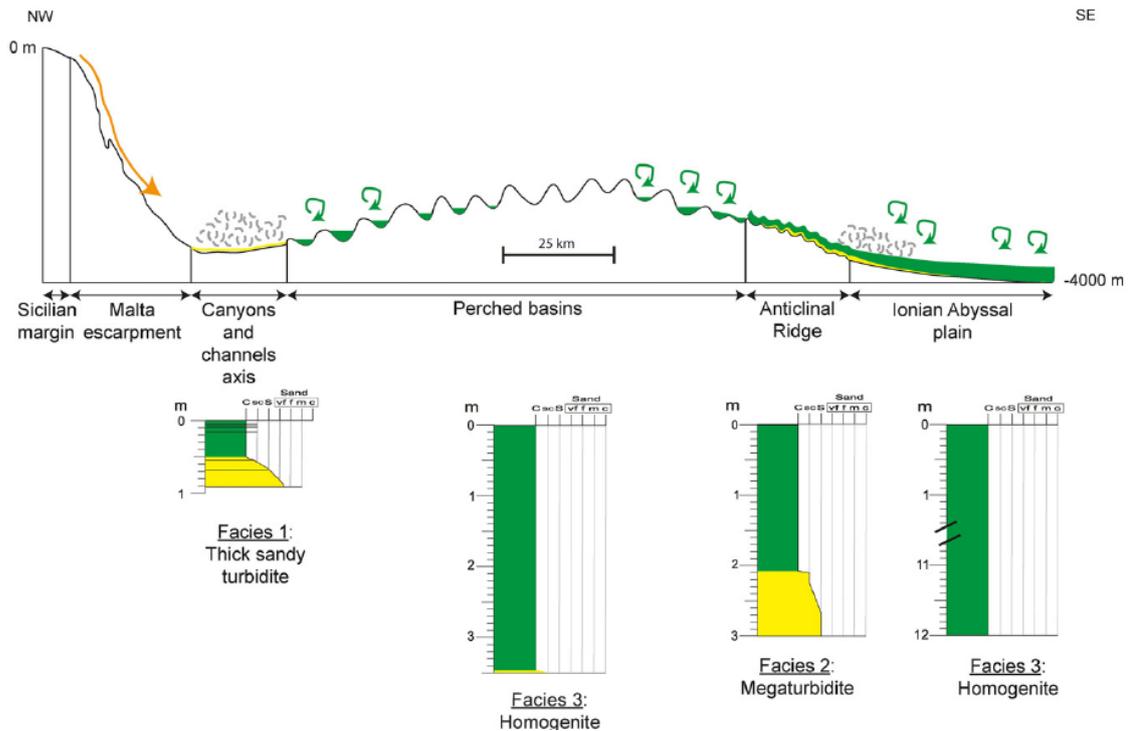


Figure 4-6 : Evolution spatiale de faciès du dépôt d'Augias en fonction de la zone de dépôt (d'après [San Pedro et al., 2017](#)). Au niveau des canyons et des chenaux, il s'agit d'une turbidite sableuse épaisse. Dans les bassins perchés et la plaine abyssale, il correspond à une homogénite. Au niveau d'une ride anticlinale, il s'agit d'une mégaturbidite.

-Les marqueurs sur les sondeurs de sédiments :

Comme vu précédent avec le dépôt d'Augias, les corrélations stratigraphiques peuvent également être réalisées en se basant sur les données de sondeur de sédiments (profils CHIRP). Dans le cas de l'étude menée par [Patton et al. \(2013\)](#) dans la fosse de Sumatra, les profils CHIRP ont pu être corrélés en regroupant les réflecteurs sombres (rectangle noir sur la [Figure 4-7](#)) d'un côté et les échofaciès transparents d'un autre.

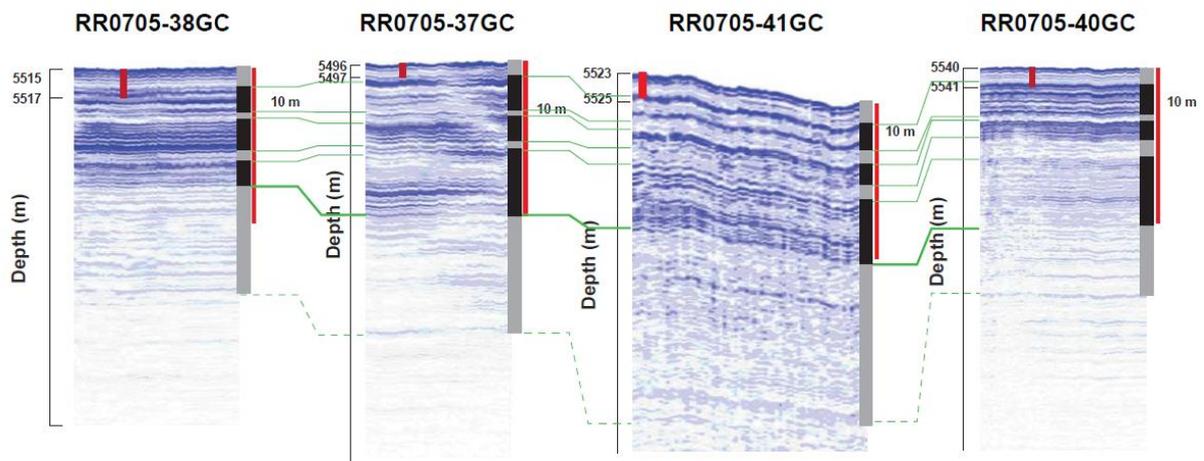


Figure 4-7 : Corrélation de quatre profils de sondeur de sédiments (Patton *et al.*, 2013). Les carottes sont associées par paires (37/38 GC et 40/41 GC) en fonction de leur zone de prélèvement. Elles sont représentées par un trait rouge épais localisé sur chaque profil. Les rectangles noirs correspondent à des unités turbiditiques qui sont corrélées entre les profils par les traits verts.

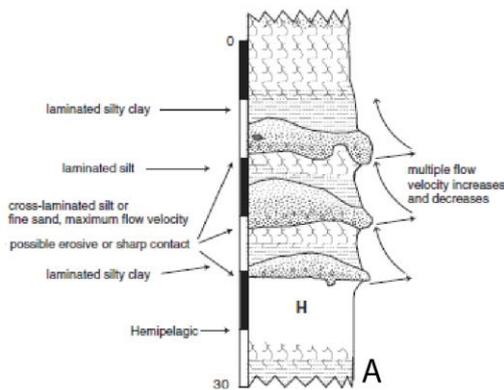
Les réflecteurs de forte amplitude sont souvent interprétés en tant qu'unités plus grossières (donc des turbidites ou plus généralement des faciès gravitaires) tandis que les unités transparents ou les réflecteurs de faible amplitude sont associées à des dépôts fins (par exemple du matériel hémipélagique) issus de la décantation sédimentaire. Dans le cas de l'étude de Patton *et al.* (2013), ces corrélations ont été utiles car les carottages effectués dans la fosse n'ont permis de collecter que des petites carottes (jusqu'à 3 m) tandis que les profils de sondeur de sédiments (Figure 4-7) avaient une meilleure résolution car ils avaient une plus grande pénétration (de l'ordre de 10 m).

4.4 Caractéristiques des dépôts co-sismiques

4.4.1 Les turbidites amalgamées

Le terme « turbidite amalgamée » a souvent été utilisé pour définir des turbidites composées de plusieurs « pulses », c'est-à-dire comprenant plusieurs écoulements turbiditiques (Nakajima & Kanai, 2000; Strasser *et al.*, 2006; Goldfinger *et al.*, 2007; Van Daele *et al.*, 2014a; Migeon *et al.*, 2017). Contrairement à une séquence turbiditique de Bouma (Bouma, 1962) illustrée par cinq termes (Figure 4-8) montrant des structures sédimentaires ainsi qu'une granodécroissance (Ta, Tb, Tc, Td et Te), les turbidites amalgamées présentent des fluctuations granulométriques avec une alternance de niveaux grossiers et de niveaux fins (Figure 4-8). Les turbidites amalgamées ne présentent pas fraction hémipélagique, bioturbée et/ou oxydée entre les différents pulses, signifiant que la sédimentation marine continue n'a pas eu le temps de reprendre. Ces dépôts sont donc considérés comme résultant d'un événement synchrone ou très proche dans le temps qui a affecté différents segments de pente et déclenché plusieurs courants de turbidités s'écoulant via plusieurs canyons (Van Daele *et al.*, 2017) pouvant se connecter en contrebas.

Turbidite amalgamée



Turbidite «simple»

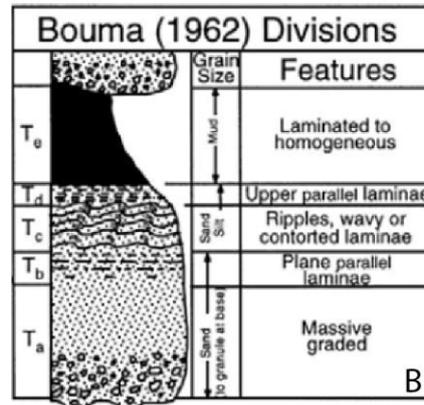
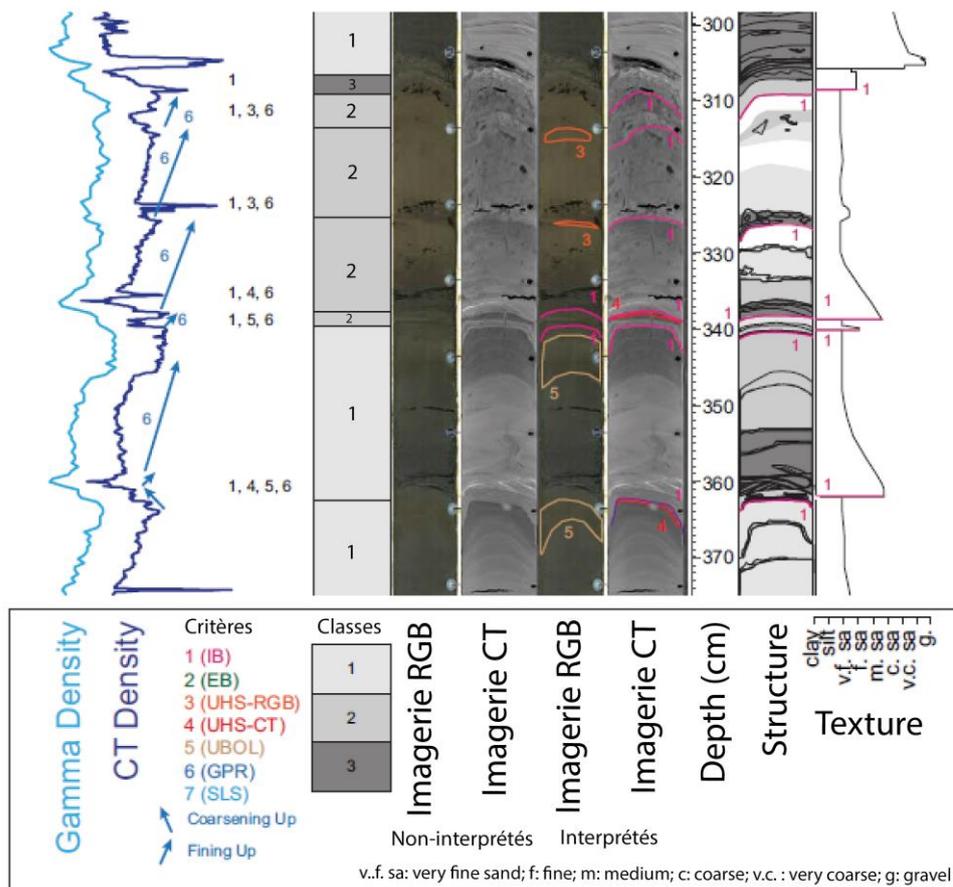


Figure 4-8 : Schéma représentant les principales caractéristiques et structures de dépôts évènementiels sous-marins. A) Turbidite amalgamée « multi-pulse » mise en évidence par une alternance de plusieurs niveaux de granocroissance rapide et de granodécroissance plus lente (Goldfinger et al., 2009). B) Turbidite « classique » de la séquence de Bouma marqué par une base grossière (T_a) suivis par des termes de décroissance d'énergie (T_b , T_c , T_d) et un dernier terme peu énergétique proche de la décantation (T_e , A.H. Bouma, 1962).

Les turbidites amalgamées regroupaient également des dépôts qui avaient une autre origine. En effet, à l'inverse des dépôts synchrones précédemment cités, ces autres dépôts sont séparés par un fin niveau de sédiments hémipélagiques ou par un indicateur d'oxydation (Figure 4-9, Patton et al., 2015). Cela prouve que la sédimentation marine continue, ou du moins l'activité biologique dans les sédiments, a eu le temps de reprendre entre deux turbidites. Sur la Figure 4-9, le critère 5 (UBOL: Underlying Brown Oxidation Laminae) correspond à un niveau oxydé. Les turbidites possédant ce terme seront donc considérées comme « single-pulse » et ne résultent donc pas d'un évènement synchrone (Patton et al., 2015). A l'inverse, les turbidites ne possédant pas le terme 5 mais illustrées par de nombreuses séquences présentant une base « impulsive » (c.a.d une base érosive avec un niveau grossier sus-jacent) sont interprétées comme multi-pulse et résultent d'une déstabilisation synchrone (Patton et al., 2015).



Classification des turbidites

1	Certainement une turbidite «single-pulse»
2	Certainement une turbidite «multi-pulse»
3	Classification indéterminée

Figure 4-9 : Classification des turbidites single-pulse/simples (1) ou multi-pulse/amalgamées (2) de la carotte RR0705-96PC (modifié d'après Patton et al., 2015). Les critères (1 à 7) sont désignés par une couleurs et signifient : 1) IB: Impulsive Base; 2) EB: Erosive Base; UHS-RGB: Underlying Hemipelagic Sediment–RGB Imagery; UHS-CT: Underlying Hemipelagic Sediment - CT Imagery; UBOL: Underlying Brown Oxidation Laminae; GPR: Geophysical Property Relation; SLS: Sediment Loading Structures.

Afin d'éviter toute confusion (car le terme empilé est également utilisé pour caractériser à la fois des dépôts synchrones ou non-synchrones), Van Daele et al. (2017) proposent de séparer ces dénominations. Ainsi, les turbidites séparées par des unités sédimentaires hémipélagiques (1b & 2b, Figure 4-10), bioturbées (7, Figure 4-10) et/ou oxydées (4b, Figure 4-10) sont les turbidites empilées (Figure 4-10). Leur déclenchement n'est pas synchrone et elles résulteraient d'une succession de plusieurs évènements éloignés dans le temps (le délai de déclenchement serait de l'ordre du jour voire du mois). A l'inverse, les turbidites amalgamées ne présentent pas de fraction hémipélagique, bioturbée et/ou oxydée (1, 2, 3, 4, 5 & 6, Figure 4-10). Le déclenchement de ces turbidites est donc synchrone (avec un délai de l'ordre de la seconde, la minute ou l'heure) et très sûrement lié à un séisme.

Turbidites amalgamées

Turbidites empilées

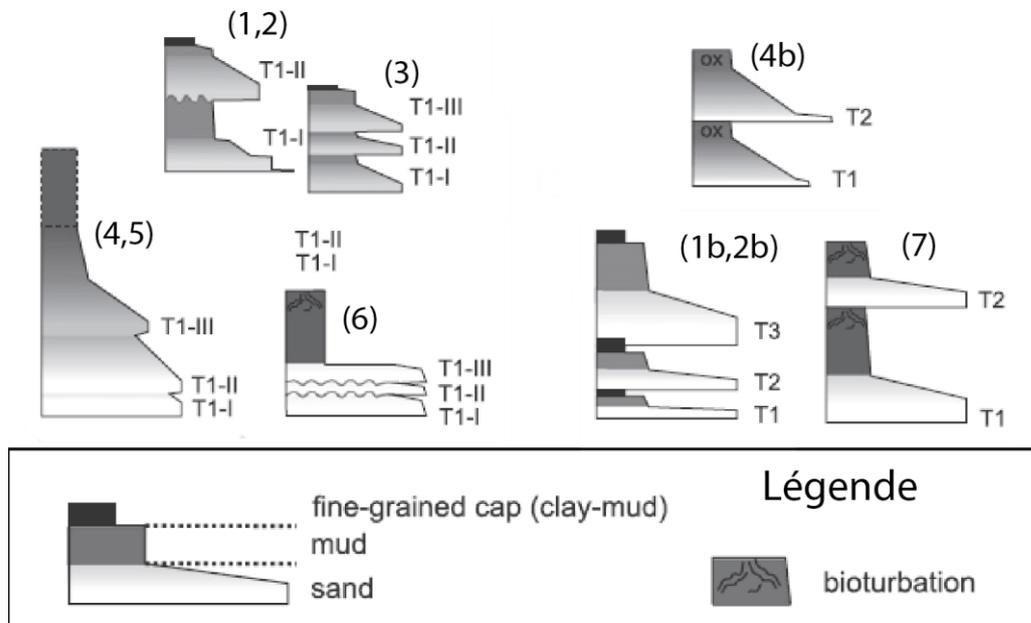


Figure 4-10 : Répartition des turbidites amalgamées et des turbidites empilées décrites dans les études suivantes : (1& 1b) Van Daele et al., 2014b; (2 & 2b) données supplémentaires de Van Daele et al., 2014b ; (3) Strasser et al., 2006; (4 & 4b) Patton et al., 2015; (5) Van Daele et al., 2014a; (6) Migeon et al., 2017; (7) Barnes et al., 2013.

4.4.2 Les homogénites

Décrites en premier en Méditerranée par le terme « unifite » (Stanley, 1981; Stanley & Blanpied, 1981), les homogénites sont repérables par un faciès acoustique transparent sur les profils sismiques (Figure 4-11). Elles sont souvent décrites dans la littérature comme une unité épaisse de sédiments fins, parfois granoclassée, avec de rares structures sédimentaires et pouvant présenter une base plus grossière (Kastens & Cita, 1981; Stanley, 1981; Stanley & Blanpied, 1981; Stanley & Maldonado, 1981; Hieke, 1984). Deux hypothèses principales de déclenchement pour ce dépôt existent : les homogénites correspondent à la partie sommitale d'un courant gravitaire déclenché par un séisme (Stanley & Blanpied, 1981) ou sont issues d'une remise en suspension importante de sédiments fins par l'action d'un tsunami (Hieke, 1984; Beck et al., 2012). Dans les lacs, les homogénites seraient plus liées à la remise en suspension de matériel fin par l'oscillation de la masse d'eau elle-même déclenchée par un séisme (Chapron et al., 1999). On parle alors d'effet de seiche.

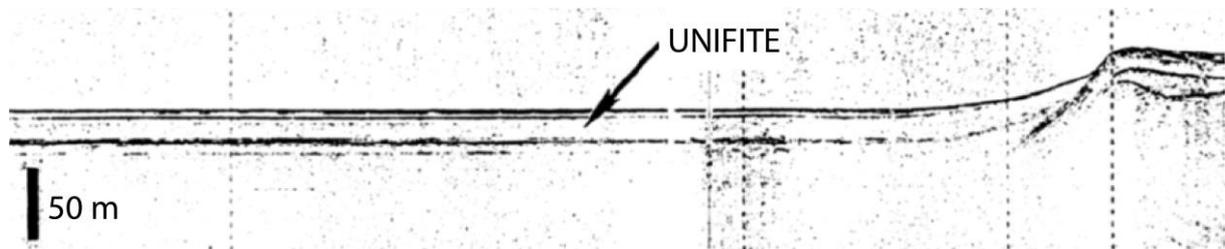


Figure 4-11 : Identification d'une unifite sur un profil de sondeur de sédiment (3,5 kHz) au niveau du bassin de Zakynthos (modifié d'après Stanley, 1981).

La forme que prend l'homogénite dans les couches sédimentaires peut également donner quelques indications sur l'activité de failles sous-marines. Au niveau de failles situées à environ 900 m de profondeur au large de Montserrat (Petites Antilles), Beck *et al.* (2012) ont en effet remarqué sur des profils sismiques que certaines homogénites montraient un remplissage lenticulaire qui s'accordait avec le décalage vertical de la faille (Figure 4-12). Ils en ont conclu que l'activité de la faille était contemporaine au dépôt de l'homogénite et que le décalage vertical était donc co-sismique par rapport au dépôt de l'homogénite.

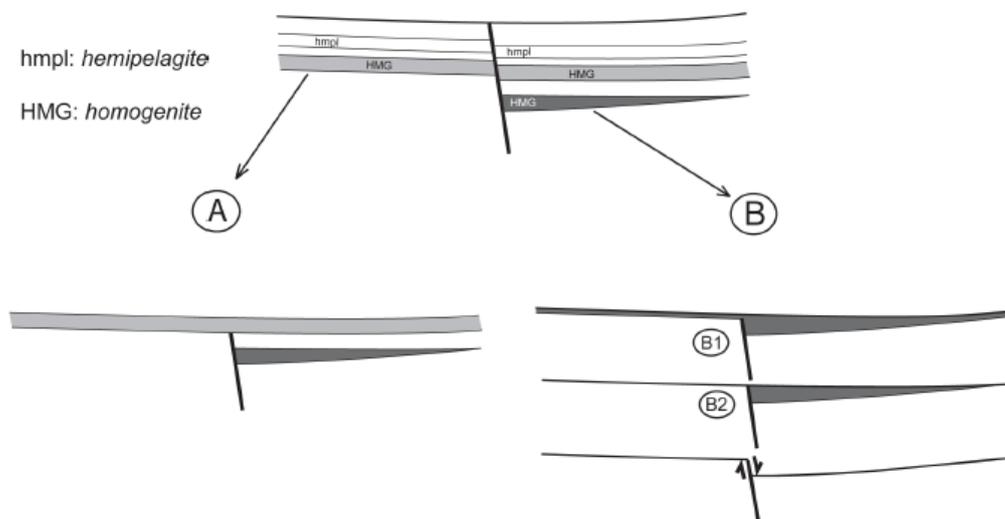


Figure 4-12 : Schémas corrélant l'activité d'une faille et la sédimentation (d'après Beck *et al.*, 2012). L'homogénite en gris clair présente un remplissage équivalent tout le long du bassin et est juste décalé lors de l'activité de la faille. Dans le cas B, l'homogénite en gris foncé à une allure lenticulaire. Elle a rempli l'espace laissé libre par le décalage de la faille lors de son activité : les deux évènements sont donc synchrones.

4.4.3 Les complexes Homogénite-Turbidite (HmTu)

Afin de bien distinguer l'homogénite fine de la base grossière décrite par certains auteurs (Kastens & Cita, 1981; Stanley & Blanpied, 1981; Hieke, 1984), les deux dépôts ont été regroupés sous le terme complexe Homogénite-Turbidite (ou complexe Hm-Tu) qui est maintenant utilisé dans la littérature (Campos *et al.*, 2013a, b; Beck *et al.*, 2015; Tanty *et al.*, 2016; Vött *et al.*, 2018; Seibert,

2019). Dans certaines études, le complexe Hm/Tu est parfois appelé mégaturbidite (Mulder *et al.*, 2009; San Pedro, 2016; San Pedro *et al.*, 2017a). Bien que synchrones, la turbidite et l'homogénite n'ont pas forcément toujours le même déclencheur (séisme, tsunami, effet de seiche...). Plusieurs modèles de dépôts sont donc proposés et dépendent du type d'objet d'étude (affleurement, carotte sédimentaire), de la taille (pluricentimétrique, plurimétrique). Dans les Pyrénées de l'ouest, Mulder *et al.* 2009 ont identifié une mégaturbidite carbonatée d'une épaisseur comprise entre 19 m (vers Mauléon) et 63 m (vers la côte Basque) datée du Turonien supérieur. Ce mégadépôt est, dans le détail, composé d'une turbidite composée de sables moyens présentant quelques structures sédimentaires et d'une homogénite argileuse. Dans leur modèle, l'unité grossière se dépose suite à un courant de turbidité probablement déclenché par un séisme (Figure 4-13, A à E) tandis que le dépôt de l'unité fine est lié à un effet de seiche dans le bassin qui consiste en l'oscillation d'un épais nuage néphéloïde composé de boue carbonatée (Figure 4-13, F à L).

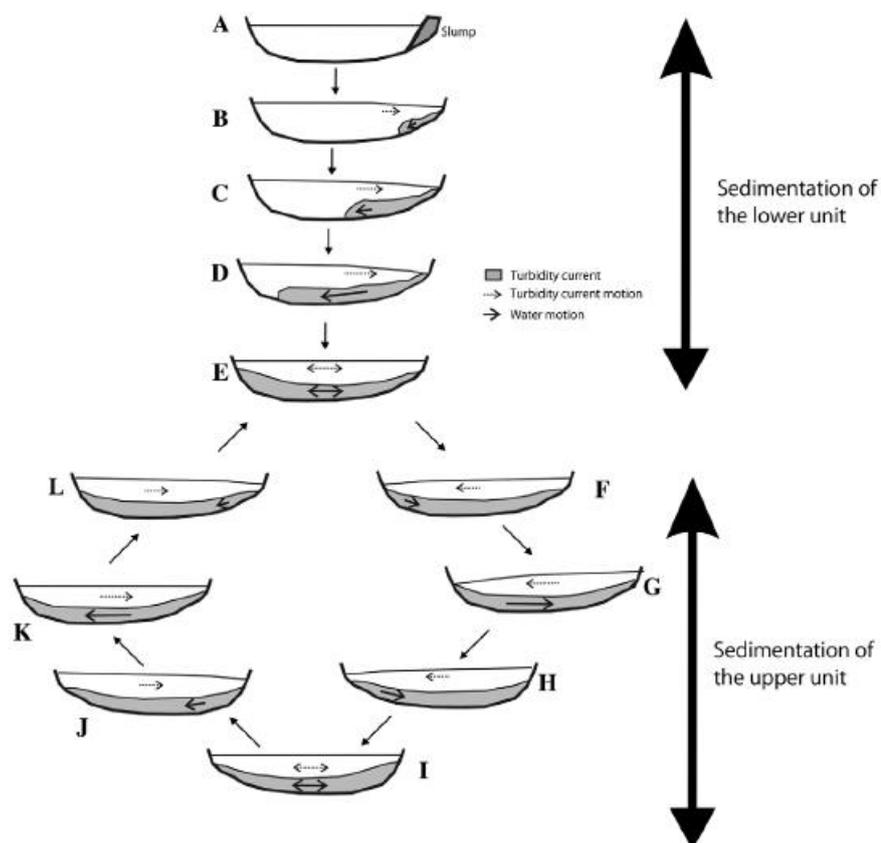


Figure 4-13 : Modèle de dépôts d'une mégaturbidite carbonatée composée d'une turbidite et d'une homogénite (Mulder *et al.*, 2009). La sédimentation de l'unité grossière inférieure (turbidite) est représentée par les schémas A à E tandis que la sédimentation de l'unité fine supérieure (homogénite) est représentée par un effet de seiche par les schémas F à L.

Suite à l'étude détaillée (anisotropie, granulométrie) de complexes Hm/Tu pluricentimétriques dans des carottes sédimentaires (Figure 4-14), Campos *et al.* (2013b) proposent un modèle encore plus détaillé en intégrant un terme intermédiaire entre la turbidite et l'homogénite : la couche de mélange.

Ce modèle se base sur le diagramme de Passega ([Passega, 1964](#)) afin de mettre en avant les mécanismes de transports des grains. Ce diagramme se base sur deux outils granulométriques que sont le quantile 99 et la médiane granulométrique. Il permet de distinguer des grains dans un régime énergétique (*rolling/gradual suspension*, triangles bleus foncé sur la [Figure 4-14](#)), des grains dans un régime moins énergétique (triangles bleu ciel sur la [Figure 4-14](#)) et des grains sans énergie (« *pelagic suspension* », ronds roses sur la [Figure 4-14](#)). Le complexe HmTu se dépose alors en trois étapes. Premièrement, le dépôt de la turbidite est associé à un écoulement énergétique probablement déclenché par un séisme. Ensuite, la couche de mélange se dépose par un effet de seiche. Enfin, l'homogénite est composée de particules remobilisées dans la colonne d'eau et se dépose par décantation.

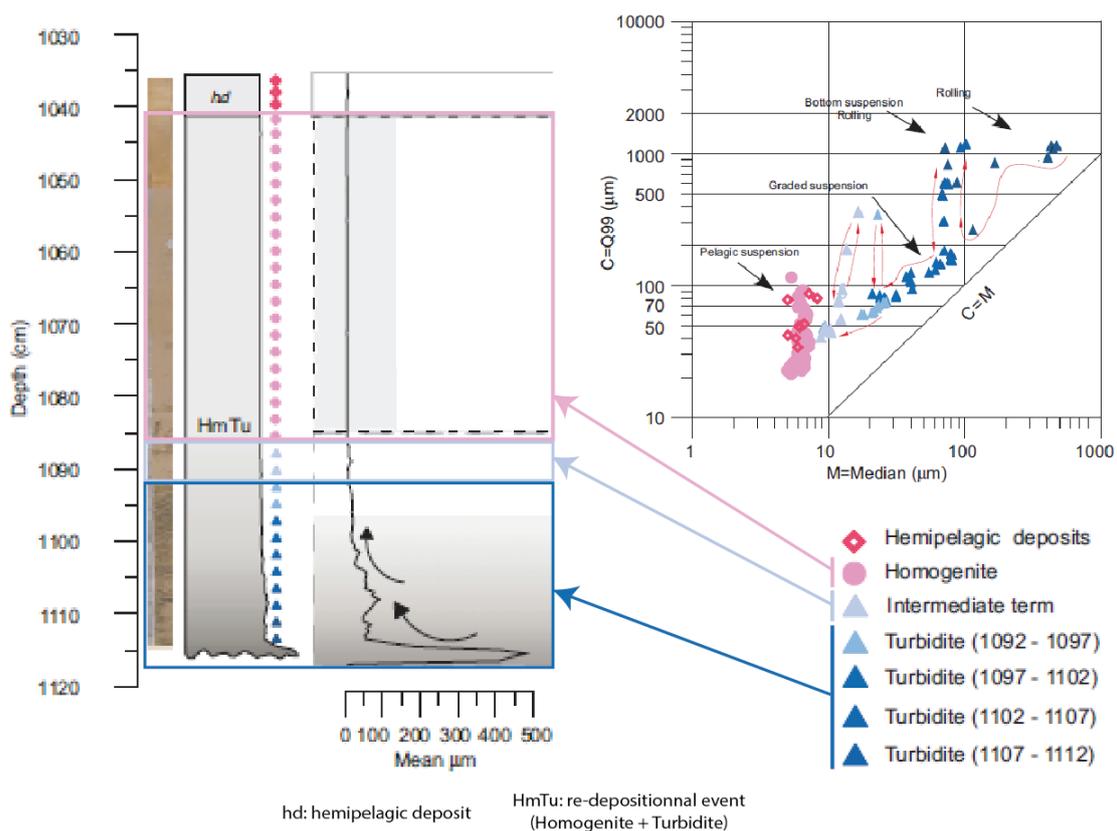


Figure 4-14 : Caractérisation texturale d'un complexe Turbidite (triangles bleu foncé)/Couche de mélange (triangles bleu clair)/Homogénite (cercles rose) observé dans des carottes sédimentaire du golfe de Corinthe (modifié d'après [Campos et al., 2013b](#)). Les différentes parties du dépôts sont illustrées par la photo, le log et la médiane granulométrique (mean en μm) et sont reportées sur le diagramme de Passega ([Passega, 1964](#)).

A plus grande échelle, le dépôt d'Augias retrouvé dans des carottes méditerranéennes témoigne de plusieurs mécanismes/étapes de dépôt. En effet, il correspond à une mégaturbidite (turbidite+homogénite) dans certaines zones (ride anticlinale) tandis que seule l'homogénite est retrouvée dans certaines zones (bassins perchés, plaine abyssale ionienne). [San Pedro et al. \(2017\)](#) proposent quatre étapes pour expliquer la sédimentation de ce dépôt :

- 1) Dépôt de turbidites dans la partie Est du bassin. Elles proviennent d'instabilité gravitaires déclenchés par le séisme de 365 AD au niveau de la Crête (Figure 4-15₁).
- 2) Déplacement du tsunami qui entraîne une importante érosion des plateformes et des côtés, remettant en suspension d'importants volumes de sédiments. Le tsunami peut également déclencher des courants de turbidité le long de la partie ouest du bassin (Figure 4-15₂).
- 3) Concentration de sédiments fins dans les bassins profonds. Cette étape peut faire intervenir plusieurs mécanismes en même temps comme l'effet de seiche dans le bassin Ionien, la sédimentation des parties fines par décantation (Figure 4-15₃).
- 4) Décantation finale des particules fines remises en suspension (Figure 4-15₄).

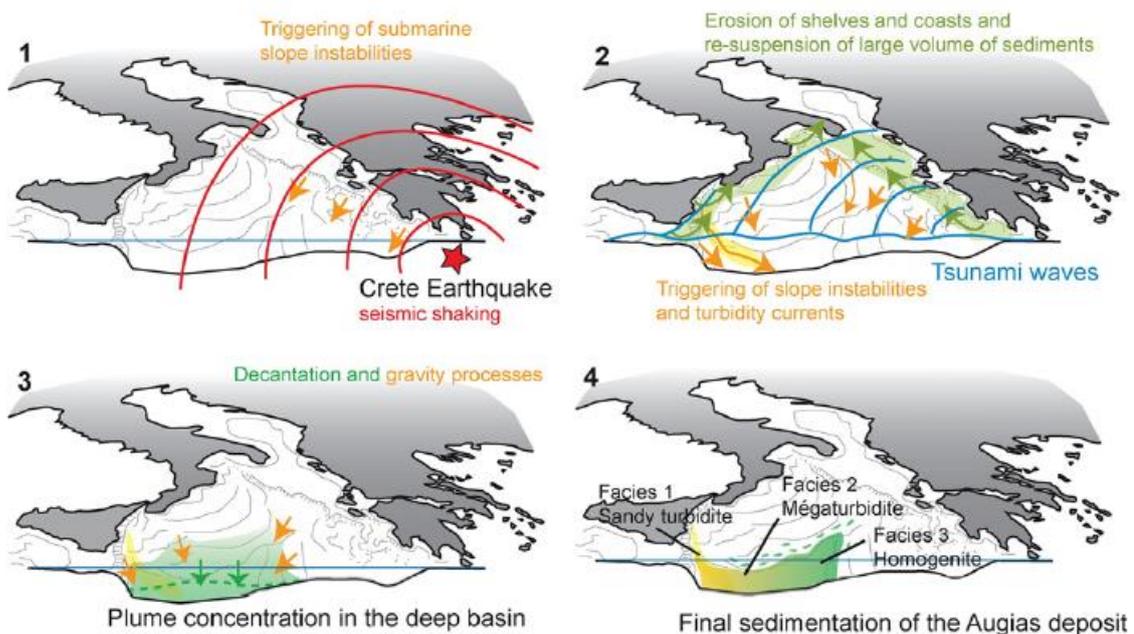


Figure 4-15 : Modèle de dépôt du dépôt d'Augias en quatre étapes (San Pedro et al., 2017). 1) Séisme déclenchant des courants de turbidité. 2) Propagation du tsunami qui remet en suspension des sédiments et déclenche probablement des instabilités gravitaires. 3) concentration de sédiments dans les bassins profonds. 4) Dépôt de l'homogénite par décantation pure.

4.4.4 Un nouveau modèle de *seismoturbidite*

Suite à l'identification de nombreux dépôts co-sismiques en mer de Méditerranée, Polonia et al. (2017) intègrent encore plus de complexité dans leur modèle de dépôt. Ils intègrent en effet quatre unités de dépôts (décrites de la base jusqu'au sommet) :

- 1) Des turbidites amalgamées comme base grossière résultant de différents courants de turbidités (STa, Figure 4-16),

- 2) L'homogénite déposée lors de la diminution d'énergie des courants de turbidité par *waning flow* (STb, Figure 4-16),
- 3) Une unité de seiche liée à l'oscillation des masses d'eau dans le bassin (STc, Figure 4-16),
- 4) Un « tsunamite cap » correspondant au dépôt du matériel érodé sur la côte et la plateforme lors du retrait de la vague de tsunami (STd, Figure 4-16).

Bien qu'intéressant, ce modèle pose problème concernant l'ordre de dépôt de ces unités ; l'homogénite se déposant généralement en plusieurs mois (McHugh *et al.*, 2011) tandis que le *tsunamite cap* se déposerait plus rapidement car il est composé de sédiments plus grossiers remis en suspension par le tsunami (Polonia *et al.*, 2017b) qui peut également avoir engendré un second courant de turbidité (Usami *et al.*, 2017). De même, l'unité de seiche est située après l'homogénite alors que la plupart des études positionnent l'oscillation de la masse d'eau ou du courant de turbidité en tant que deuxième mécanisme, entre le dépôt de la partie grossière et le dépôt fin (Mulder *et al.*, 2009; Campos *et al.*, 2013a, b). Ce modèle est donc peut-être exact au niveau de certains bassins confinés de la Méditerranée mais il se pourrait qu'il ne puisse pas être exporté dans d'autres zones, comme au niveau des Petites Antilles qui présente une zone plus « ouverte ».

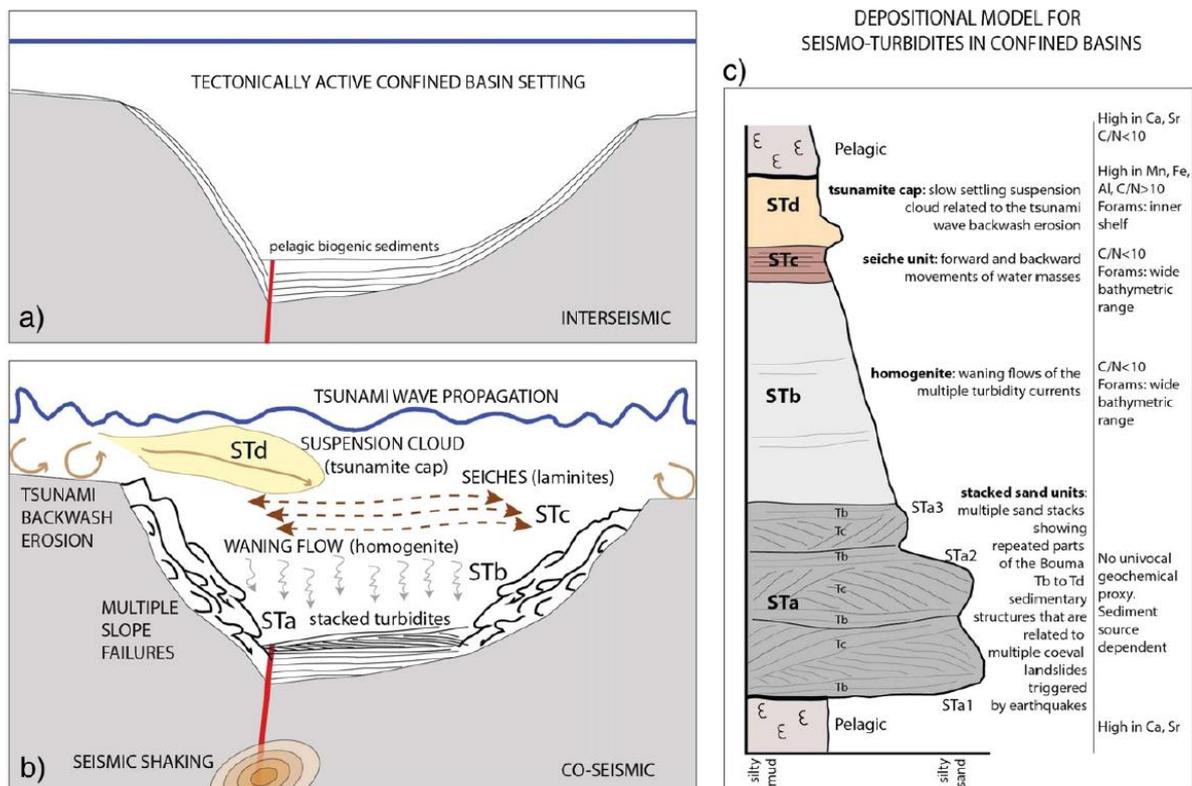


Figure 4-16 : Modèle de dépôt schématisé d'un complexe HmTu après l'initiation d'un séisme en Méditerranée (Polonia *et al.*, 2017b). a) Illustration du bassin pendant la phase intersismique, b) Transports sédimentaires résultant du déclenchement d'un séisme, c) Représentation des dépôts observés dans les carottes.

De manière générale, les dénominations (*seismoturbidite/mégaturbidite/complexe HmTu*) ainsi que les mécanismes de dépôt (décélération d'un courant de turbidité/décantation de sédiments remobilisés/effet de seiche dans un bassin confiné) des mégadépôts sont assez débattus dans la littérature. La physiographie de la zone de dépôt semble également être un paramètre important en prendre en compte afin de mieux caractériser la nature des dépôts ainsi que leur mécanisme de déclenchement.

5 Traitement et acquisition des données

5.1 Données géophysiques

5.1.1 Bathymétrie et Réflectivité

Les données de bathymétrie et de réflectivité proviennent des deux missions océanographiques. La bathymétrie correspond à la topographie des fonds marins et est calculée à partir du temps de parcours d'une onde sonore émise par un sondeur généralement situé sous la coque du bateau. La réflectivité mesure l'amplitude du signal rétrodiffusé. Un signal fortement rétrodiffusé témoigne d'une forte énergie et peut être interprété comme du sédiment grossier et/ou peu gorgé en eau ou comme une zone de transfert sédimentaire (Counts *et al.*, 2018). A l'inverse, un signal absorbé témoigne d'une faible énergie et peut être interprété comme du sédiment plus fin et vaseux ou comme une zone d'accumulation sédimentaire (Counts *et al.*, 2018). La méthode des « faisceaux croisés » est utilisée pour acquérir ces données. Au niveau du sondeur, une antenne émet des faisceaux acoustiques dans un secteur perpendiculaire au bateau appelé la fauchée. Une autre antenne reçoit le signal réfléchi sur les fonds qui s'étend parallèlement au bateau. La zone de recouvrement correspond à l'intersection entre les faisceaux d'émission et de réception (Figure 5-1).

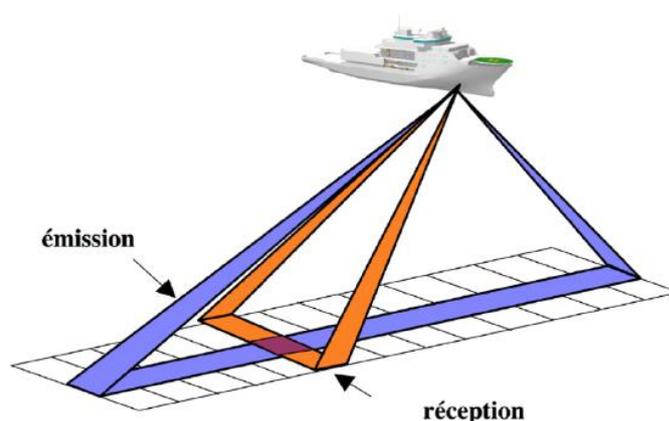


Figure 5-1 : Schéma du fonctionnement du sondeur multifaisceaux (SMF) selon la méthode des faisceaux croisés (IFREMER). La zone de recouvrement est comprise entre les faisceaux d'émission (en violet) et les faisceaux de réception (en orange).

Les données de bathymétrie et de réflectivité (Figure 5-2) provenant d'ANTITHESIS 1 (Marcaillou & Klingelhofer, 2013) ont été acquises à bord du N/O L'Atalante à l'aide d'un sondeur multifaisceaux (SMF) Kongsberg-EM122. Ce sondeur peut être utilisé avec une fréquence de 12 kHz jusqu'à 12 000 m. La résolution verticale est de 1°x 2°, la fauchée est de 20 km et les 288 faisceaux sont distribués sur 140° d'ouverture. Des profils de sismique réflexion ont également été acquis mais ils ne seront pas utilisés dans cette thèse.

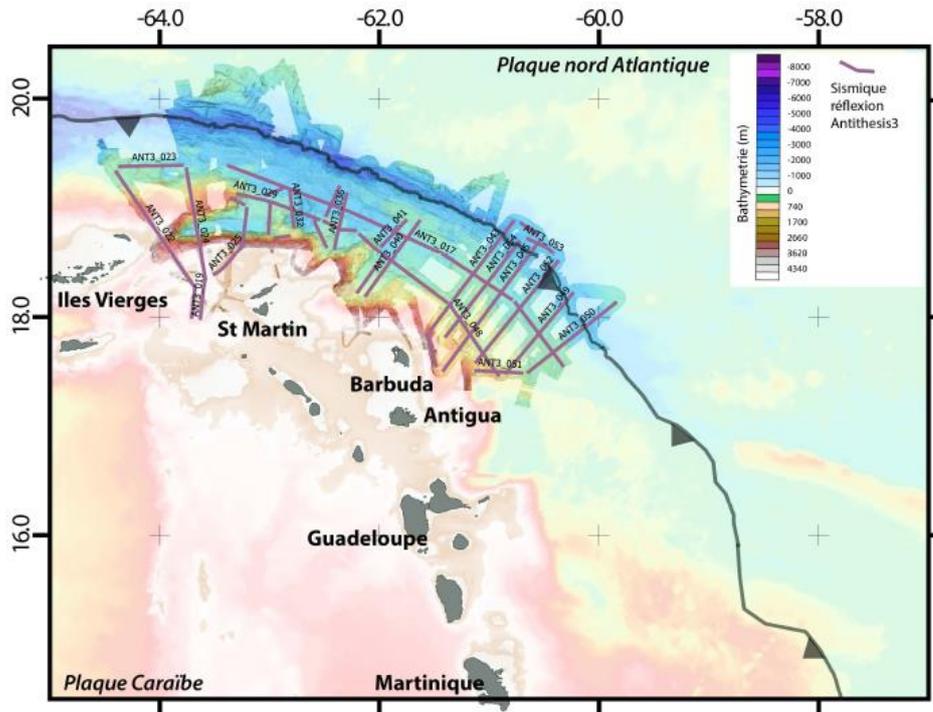


Figure 5-2: Compilation des données de bathymétrie et réflectivité des campagnes Antithesis.

Le levé bathymétrique à bord du *N/O Pourquoi Pas ?* (Figure 5-2 & Figure 5-3) lors des campagnes ANTITHESIS 3 (Marcaillou & Klingelhoef, 2016) et CASEIS (Feuillet, 2016) a été réalisé en utilisant le sondeur multifaisceaux Reson 7150 utilisé en 24 kHz jusqu'à 2000 m de profondeur et en 12 kHz pour des profondeurs plus importantes. En 24 kHz, les fréquences d'émission permettent une résolution horizontale de $0.5 \times 0.5^\circ$ à la verticale du sondeur, soit environ 25 m à 2000 m de profondeur. En 12 kHz, les fréquences d'émission permettent une résolution horizontale de $1 \times 1^\circ$ à la verticale du sondeur, soit environ 50 m à 3000 m de profondeur et 85 m à 5000 m de profondeur. Aux profondeurs investiguées, la fauchée est réduite à 14 km, c'est à dire moins de trois fois la profondeur d'eau. Les données ont été acquises en distribuant les 880 faisceaux sur 120° d'ouverture au lieu de 150° , permettant un très bon échantillonnage du fond marin. Les profils bathymétriques ont été planifiés pour obtenir un recouvrement de 20% afin d'avoir une couverture continue.

Le rejeu des données bathymétriques (pour contrôle qualité des données) a été effectué à bord sous le logiciel Caraïbes (pour CASEIS) et Caraïbes et Globe (pour ANTITHESIS). Un filtre léger a été appliqué puis le nettoyage des points de sondes aberrantes a été effectué manuellement. Les données ont été maillées à 50 m, et projetées en utilisant le système WGS 84 (EPSG :4326).

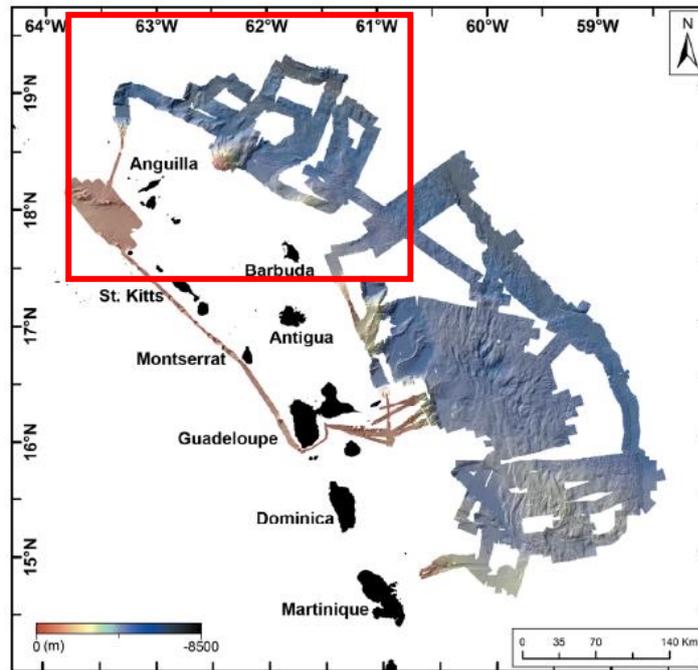


Figure 5-3: Données de bathymétrie et de réflectivité acquises au cours de la campagne CASEIS. Le rectangle rouge correspond aux données utilisées dans cette thèse.

5.1.2 Sismique rapide

Pendant la campagne CASEIS, deux dispositifs d'acquisition de profils de sismique réflexion ont été mis en place. La nouvelle flûte solide (Figure 5-4) de l'Ifremer permet d'acquérir différents types de sismique réflexion, en l'occurrence de la sismique rapide et de la sismique haute résolution, par ajout d'éléments (chaque élément étant constitué de 24 traces). La distance inter-trace est de 6,25 m, la distance inter-CDP de 3,125 m.

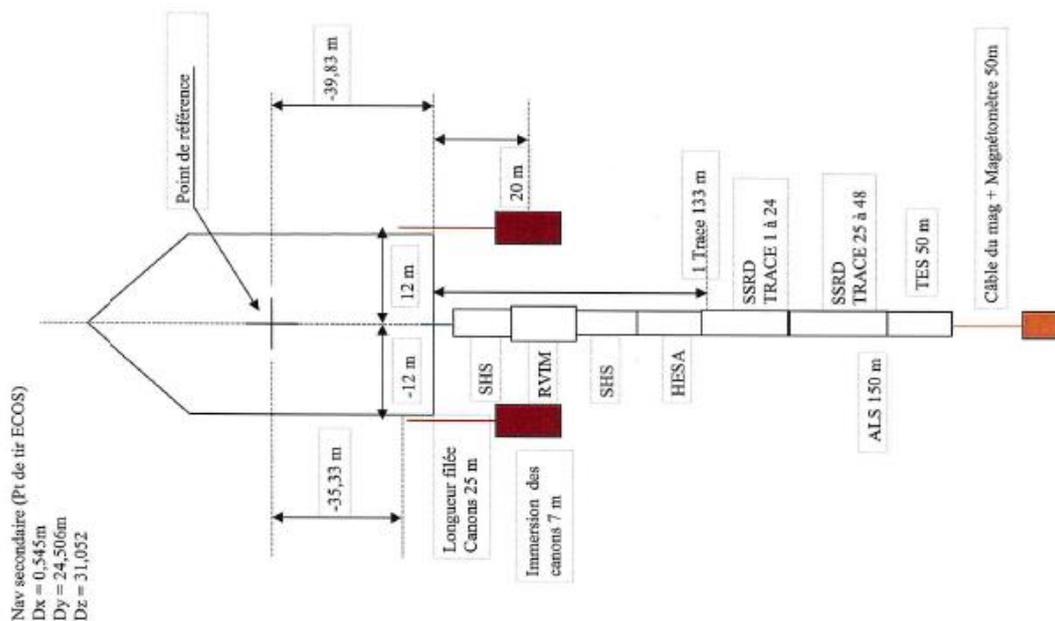


Figure 5-4 : Schéma de la géométrie du dispositif flûte-canons utilisé sur la campagne CASEIS lors de la mise en œuvre de la sismique rapide

L'avant-arc et le prisme d'accrétion des Antilles ont été imagés avec un dispositif de sismique rapide 48 traces (Figure 5-5), en navigant de 9.7 à 10 noeuds, et en plongeant la flûte à 7 m de profondeur. Le déport entre la source (les canons à air) et la première trace est de 113 m. La cadence de tir a été fixée à 50 m pour les profils sismiques de la zone Nord. Les sources utilisées sont: 1) à bâbord, un canon GI comprenant 2 chambres de 105 in³ chacune; 2) à tribord, un canon GI comprenant 2 chambres de 45 in³ chacune. La gamme de fréquence couverte par ces deux canons est comprise entre 50 et 150 Hz environ. Le temps d'écoute est de 9,5 s. Une purge des canons tous les 50 tirs s'accompagne d'une perte légère d'amplitude du signal.

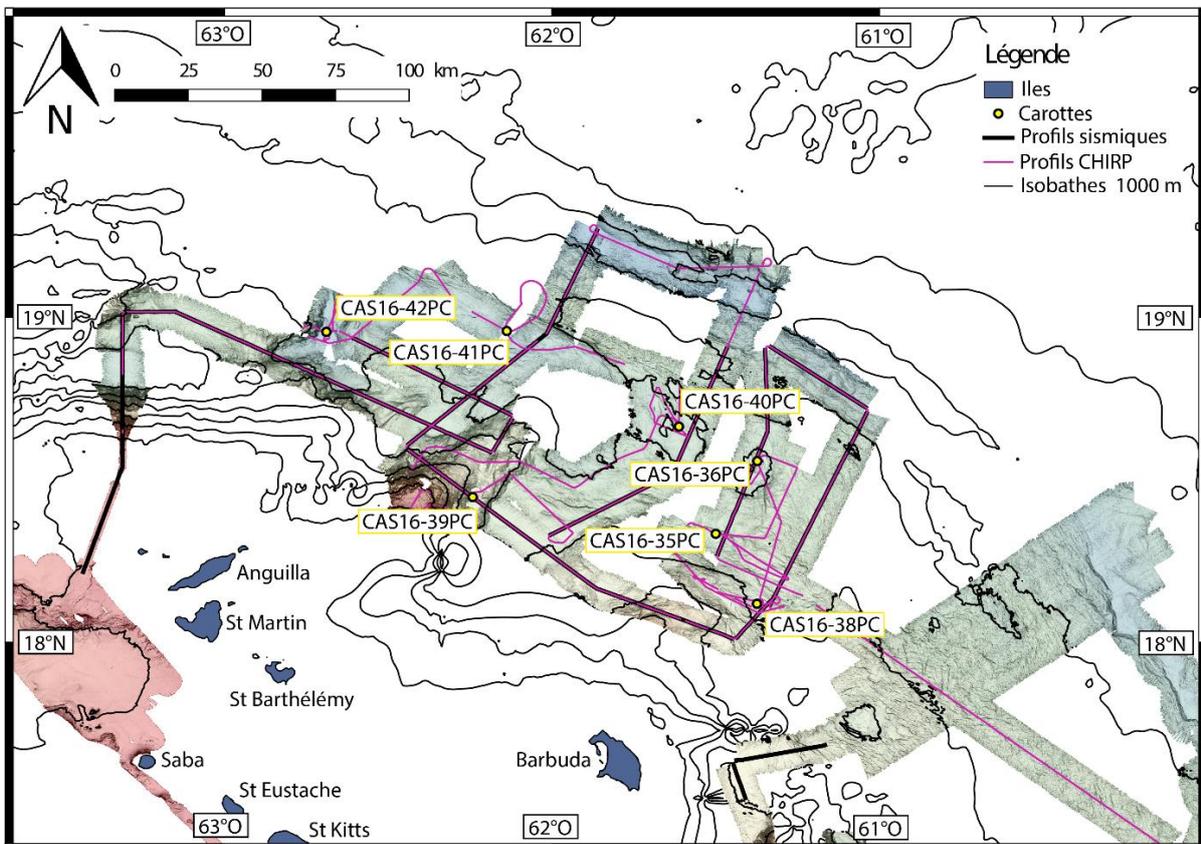


Figure 5-5: Zoom sur les données acquises durant la campagne CASEIS dans la zone Barbuda-Sombrero. La navigation du bateau et les profils de sondeur de sédiment sont en rose, les profils sismiques sont en noir et les carottes sont localisées par des ronds jaunes.

5.1.3 Sondeur pénétrateur de sédiment

Le sondeur de sédiments (Figure 5-6) permet d'imager les couches sédimentaires très superficielles correspondant aux 2 - 3 premiers réflecteurs identifiables dans la sismique HR avec une résolution inférieure au mètre, de l'ordre de 10-20 cm. Sur la campagne CASEIS (Figure 5-5), en raison des grandes profondeurs d'eau (jusqu'à 7000 m), ce sondeur a été utilisé en mode CHIRP-tirs imbriqués, c'est à dire que les tirs se succèdent sans attendre le retour (l'écho) des tirs précédents. Les

hautes fréquences utilisées sont comprises entre 2.8 kHz et 5.1 kHz. Ce sondeur permet d'imager de sédiments superficiels selon la lithologie, la pente et la profondeur d'eau (en moyenne 30-40 m voire 75m de pénétration). Durant les carottages, un profil a été acquis à travers le bassin à carotter, et ce sans moteur, afin de réduire le bruit dans les données et de réduire le bruit de fond.



Figure 5-6 : Sondeur de sédiments du Pourquoi Pas ? (à gauche) et de l'Atalante (à droite) © Ifremer

5.2 Données sédimentologiques : carottes du segment Nord

5.2.1 Caractéristiques des carottes sédimentaires

Au cours de la campagne CASEIS, 34 carottes piston et 8 *box core* ont été collectées (Figure 5-5). Les carottes pistons ont été prélevées à l'aide d'un carottier piston de type Calypso II (Figure 5-7) ayant une capacité de récupération maximum de 36 m.

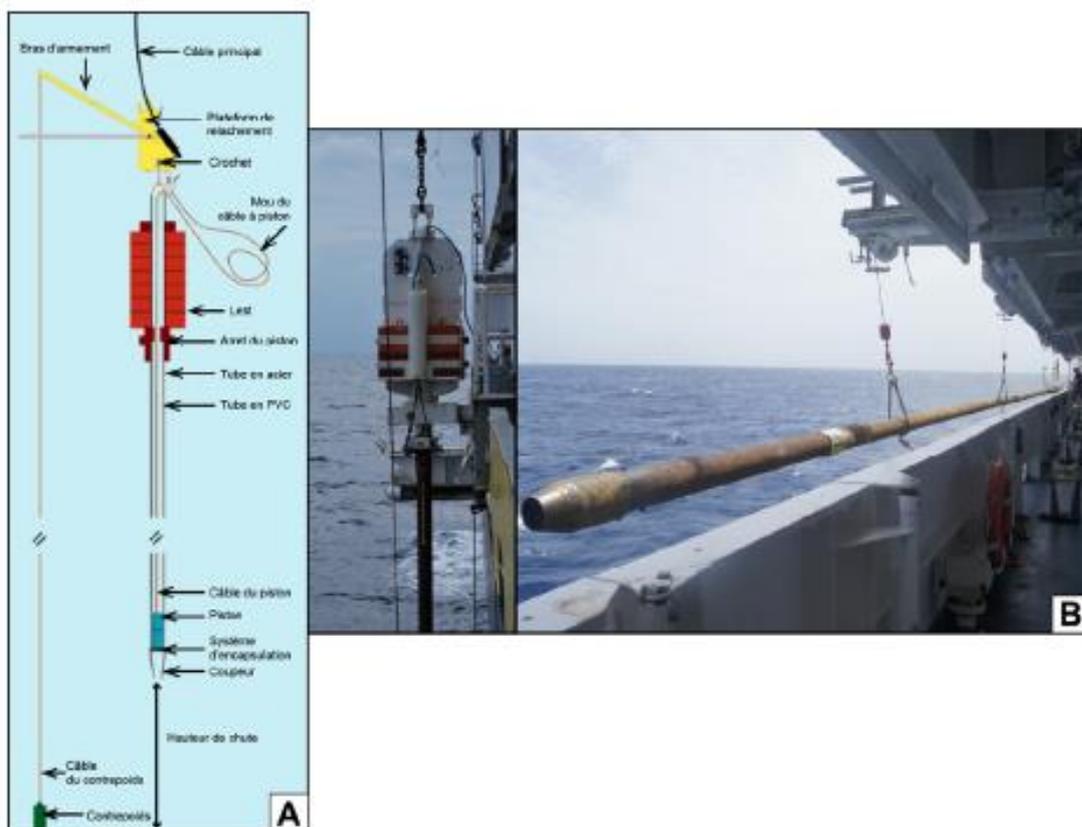


Figure 5-7 : Carottier CALYPSO II du « POURQUOI PAS ? » (Seibert, 2019). A : Schéma d'un carottier à piston d'après Dussud et al. (2015). B : Photos du carottier CALYPSO du « PourquoiPas ? » avant sa mise à l'eau, première étape, longitudinalement au navire (à droite, photo : N. Feuillet), deuxième étape, mise à la verticale du carottier (à gauche, photo : C. Beck)

Retenu par un câble, le carottier est lentement descendu vers le fond. Une fois que le contre poids (ou poids pilote) touche le sol, le carottage est déclenché et le carottier est libéré et s'enfonce dans les sédiments marins par gravité avec une chute libre d'environ 1 m (voir détails dans le rapport de Woerther & Ferrant, 2016). Une fois le sédiment récolté, l'ogive se ferme, ce qui empêche la perte de sédiment. En fonction de la profondeur d'eau, les opérations de carottages peuvent durer plusieurs heures.

Les *box cores* (Figure 5-8) ont été collectées à l'aide d'une benne de type Usnel pouvant récupérer jusqu'à 0,125 m³ de sédiment. Le chassis de la benne Usnel est posé sur le fond et après déclenchement du système de largage, la benne à section carrée s'enfonce dans le sédiment sous le poids du lesy. Un système de fermeture permet ensuite de récupérer le carottier et l'eau du fond (Desbruyères, 2010). Une fois la benne Usnel remontée à bord, elle est sous-échantillonnée en trois *box cores* enfoncées et retirées manuellement (Figure 5-8D). Ces dernières servent surtout à obtenir l'interface eau/sédiment avec un minimum de déformation et ont été collectées à proximité d'une carotte piston afin d'évaluer la possible perte de sédiment superficiel liée au carottage dans les carottes piston, même si l'utilisation de systèmes avancées de réglage du carottier piston limitent désormais cet inconvénient (Bourillet et al., 2007).

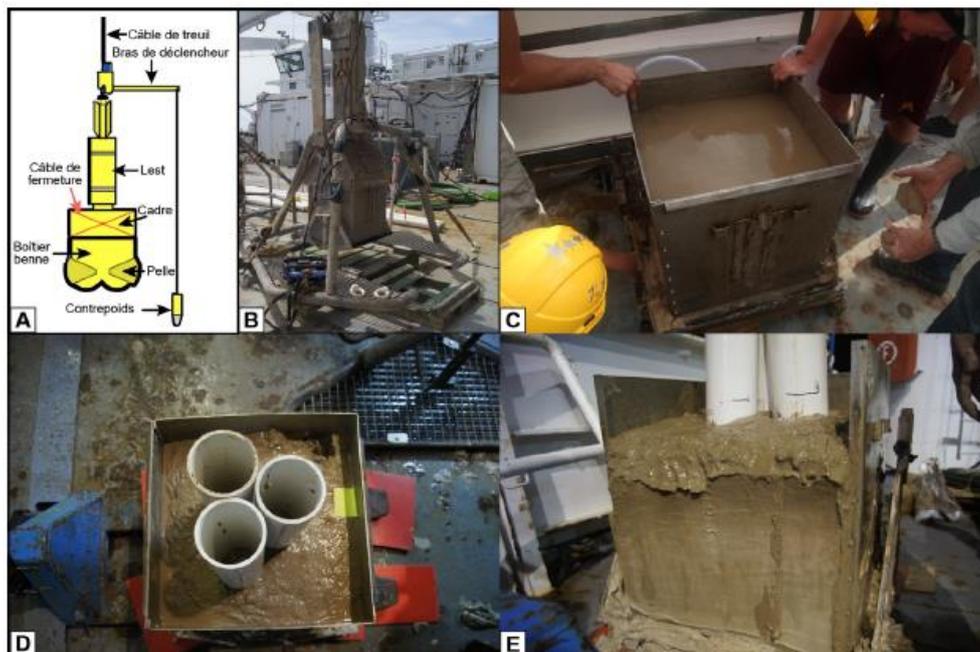


Figure 5-8 : Box core de type Usnel (Seibert, 2019). A : Schéma d'une box core (voir site MNHN), B : Box core du POURQUOI PAS ? déployé au cours de la mission CASEIS, C : vidange de l'eau à la surface du sédiment, D : sous-échantillonnage de la benne avec trois box-cores légendées A, B et C, E : ouverture de la plaque latérale (photos : N. Feuillet).

Les neuf carottes présentées dans ce manuscrit ont été collectées durant le leg2 de CASEIS au niveau de la zone Barbuda/Sombrero, située entre les latitudes N 17°30' et N 19°30' : 7 carottes piston (CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-38PC, CAS16-39PC, CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC) et deux *box cores* (CAS16-37PC et CAS16-43PC). Les carottes pistons mesurent de 11,4 à 28,6 m et ont été collectées de 4600 à 7000 m de profondeur (Tableau 5-1, Figure 5-5).

Carotte	Latitude (N)	Longitude (O)	Nb de sections	Longueur (m)	Prof. d'eau (m)	Bassin
CAS16-35PC	18°20.043'	61°30.034'	15	21.42	5813	Bassin de pied de pente
CAS16-36PC	18°33.456'	61°22.419'	19	28.6	6100	Bassin (proche de la faille de Bunce)
CAS16-37BC	18°33.455'	61°22.411'	1	0.61	6107	Bassin (proche de la faille de Bunce)
CAS16-38PC	18°07.127'	61°22.475'	8	11.4	5145	Petit bassin de pente
CAS16-39PC	18°26.821'	62°14.553'	13	18.54	4681	Bassin de pente isolé (éperon de Tintamarre)
CAS16-40PC	18°39.814'	61°36.773'	18	26.41	6119	Plaine abyssale (proche de la faille de Bunce)
CAS16-41PC	18°57.460'	62°08.319'	17	25.02	6727	Bassin (proche de la faille de Bunce)
CAS16-42PC	18°57.294'	62°41.375'	19	28.2	6898	Bassin de Malliwana
CAS16-43BC	18°57.294'	62°41.375'	1	0.6	6899	Bassin de Malliwana

Tableau 5-1 : Principales caractéristiques (latitude, longitude, nombre de sections, longueur, profondeur de carottage et bassin de carottage) des sept carottes piston et des deux *box cores* de la zone Nord.

Le logiciel CINEMA donne des indications sur le mode de prélèvements des carottes à partir de capteurs positionnés sur la platine de déclenchement et sur le porte lest (Figure 5-8). Il n'a pas pu être utilisé sur toutes les carottes car les capteurs ne fonctionnent pas au-delà de 6000 m de profondeur. Le suivi des mesures des capteurs a été réalisé par Patrice Woerther et Anthony Ferrant (IFREMER). Les Figure 5-9 et Figure 5-10 sont un exemple des données obtenues par le logiciel CINEMA pour la carotte CAS16-39PC. Le déclenchement ($t=0s$) correspond au moment où le contre poids touche le sol, ce qui déclenche le relâchement du tube du carottier. Le début du carottage s'effectue à $t=1,3 s$, lorsque l'ogive (base du carottier) se déplace par rapport au piston (qui est théoriquement situé au niveau du fond marin pendant la phase de pénétration). La fin du carottage s'effectue à $t=3,7 s$ lorsque le lest atteint le fond marin. La pénétration du carottier dans les sédiments a donc duré 2,4 s.

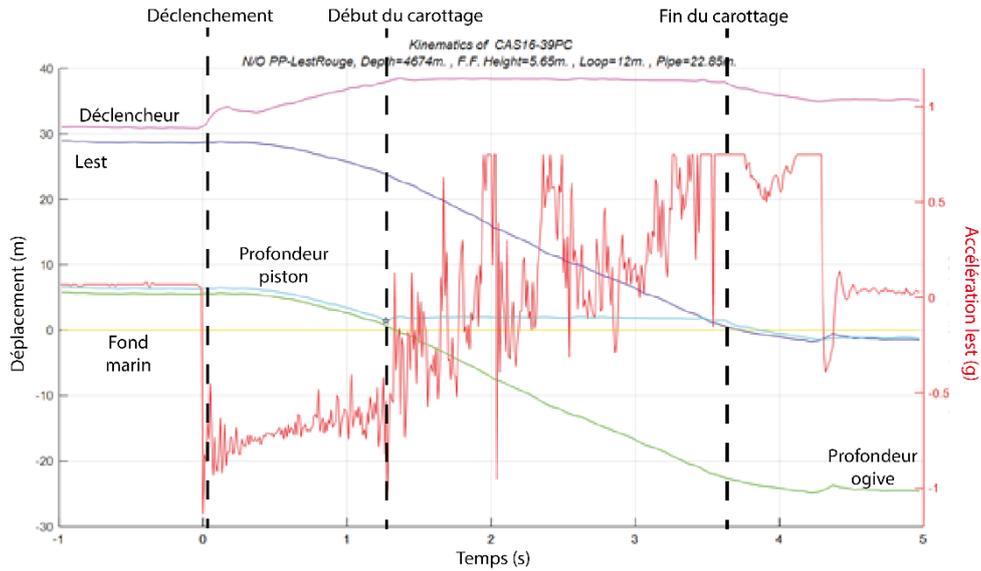


Figure 5-9 : Informations de carottages enregistrées par les capteurs sur le carottier

Voici le rapport écrit à bord pour l'opération de carottage de CAS16-39PC : « *Le carottage s'est déroulé de manière nominale. Le carottier n'a pas été arrêté par une couche dure. La boucle est légèrement trop courte, de l'eau est prélevée avant le sédiment. L'interface eau / sédiment est donc bien prélevée. A cette profondeur, le rappel élastique du câble grand fond n'est pas compensé en totalité* » (Woerther & Ferrant, 2016). Le carottier a pénétré 24,39 m de sédiment mais seulement 18,54 m de sédiment ont été récupérés, portant le taux de récupération à 81,1%. Cependant, on peut remarquer sur la figure qui indique la correction des niveaux qu'il n'y a qu'un léger décalage dans la carotte, l'important étant que les deux droites soient parallèles.

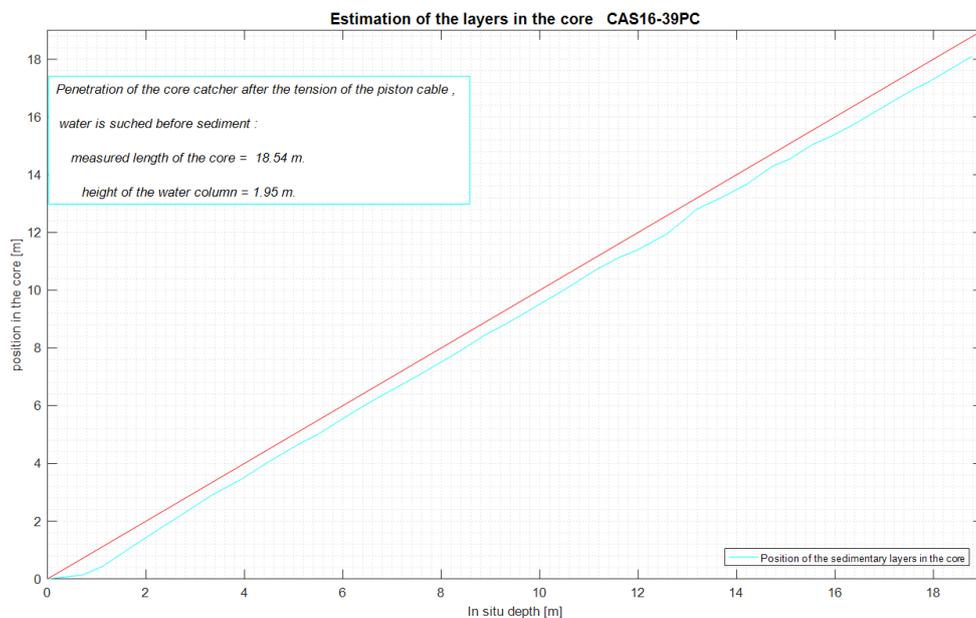


Figure 5-10 : Graphique montrant la courbe de correction des niveaux sédimentaires présents dans la carotte (trait bleu ciel).

5.2.2 Analyses effectuées à bord

A bord du navire, les carottes ont été libellées, découpées en tronçons de 1,50 m, séparées en demi-sections archive et travail, décrites, photographiées et certaines analyses ont pu être effectuées. Elles sont libellées de la manière suivante :

CAS16-XXtt

CAS : mission CASEIS

16 : année 2016

XX : numéro de carottage

tt: type de carottier : calypso (piston core, **PC**) ou box core (**BC**)

5.2.2.1 Banc Photo

Chacune des demi-sections « archives » a été photographiée à haute résolution avec une caméra GeocScan IV de Geotek. Une seule calibration a été effectuée sur une section représentative des diverses structures et couleurs visible dans les carottes de cette région. Chaque photo de section est alors assemblée pour créer une photo « composite » de la carotte. Pour diminuer l'effet de réflectance de la lumière produite par les LEDs sur le sédiment, un filtre a été ajouté sous le support des LEDs au début du second leg. Ce filtre a permis d'augmenter la qualité des images des sections ayant une surface très humide (couleur plus réaliste et structure plus visible) qui apparaissaient très brillante sans le filtre.

5.2.2.2 Banc MSCL (Multi Sensor Core Logger)

Le banc MSCL (Figure 5-11) mesure trois paramètres pétrophysiques qui sont la susceptibilité magnétique, la densité gamma et la vitesse des ondes P.

La susceptibilité magnétique volumétrique (k , en 10^{-5} SI) permet de mesurer la concentration en minéraux ferromagnésiens. Cependant, k est sensible à la granulométrie et augmente donc légèrement en présence de grains plus grossiers. Deux courbes ont ainsi été obtenues, la première sur la carotte entière (*whole core*) et la seconde sur les demi-sections (*split core*). L'outil de mesure utilisé

est une boucle Bartington de 12,5 cm sur la carotte entière tandis qu'un senseur ponctuel Bartington est utilisé sur les demi-sections.



Figure 5-11 : Photo d'un banc MSCL

La densité gamma (d , en g/cm^3) mesure la densité du sédiment à partir d'une source scellée au Césium 137 ainsi que par des détecteurs permettant de mesurer l'atténuation des rayons gamma à travers le sédiment ($D_{argile} < D_{sable} < D_{calcaire}$). Cependant, ce paramètre n'a pas été pris en compte dans le manuscrit car les courbes obtenues sur certaines carottes ont été très largement faussées par l'effet de bord au début et à la fin de chaque tronçon.

La vitesse des ondes P (V_p , en m/s) permet de calibrer les données géophysiques. Dans les sédiments marins, elle est influencée par les changements de lithologie, la teneur en eau, la porosité, la pression lithostatique, le degré de fracturation, le degré de consolidation et/ou la présence d'hydrates de gaz. Elle est mesurée par des transducteurs qui jouent le rôle d'émetteur et de récepteurs du signal. Pour des raisons inconnues, l'enregistrement de ce paramètre est incomplet sur CAS16-39PC et CAS16-40PC.

5.2.2.3 Spectrophotocolorimétrie

La spectrophotocolorimétrie (L^* , a^* et b^* en nm) a été mesurée à l'aide d'un spectrophotomètre Konica Minolta CM-2600d puis d'un spectrophotomètre Konica Minolta CM-600 (les deux appareils ont été comparés et donnent des ordres de grandeur des valeurs absolues des paramètres colorimétriques ainsi que des variations et des tendances identiques). Le pas de mesure utilisé est de tous les 1 cm (en automatique avec le Konica Minolta CM-2600d puis en manuel avec le

Konica Minolta CM-600). Le spectrophotomètre donne une interprétation quantifiée de la couleur des sédiments dans le domaine visible. On utilise ensuite les pics des dérivées premières des spectres (entre 400 et 700 nm) afin de reconnaître différents composants sédimentaires (ex : pic à 695 nm pour la MO). Les paramètres mesurés sont les suivants : L* (qui représente un pourcentage de réflectance et qui sert à estimer l'évolution des carbonates ; a* (qui reflète la rougeur du sédiment) et b* reflète les teneurs en MO. Cette technique permet donc de déterminer les grands changements de faciès sédimentaires et de compositions et d'estimer les fluctuations de source sur l'ensemble de la carotte.

5.2.3 Analyses effectuées à terre

Une fois arrivées à l'IFREMER, les carottes ont été passées aux rayons X et au banc XRF. Des prélèvements pour de la granulométrie et des lavages pour des datations au ^{14}C ont également été effectués. Trois lames minces ont été collectées par Sébastien ZARAGOSI (EPOC, Université de Bordeaux) sur CAS16-39PC afin de pouvoir illustrer le sédiment de manière microscopique.

5.2.3.1 Rayons X

Les demi-tronçons (Archive) ont été passés au GEOTEK MSCL XCT (Figure 5-12) afin de visualiser les contrastes de densité reflétant certaines structures sédimentaires (lamines) ou biologiques (bioturbations) peu ou pas visibles à l'œil nu (Migeon *et al.*, 1999).

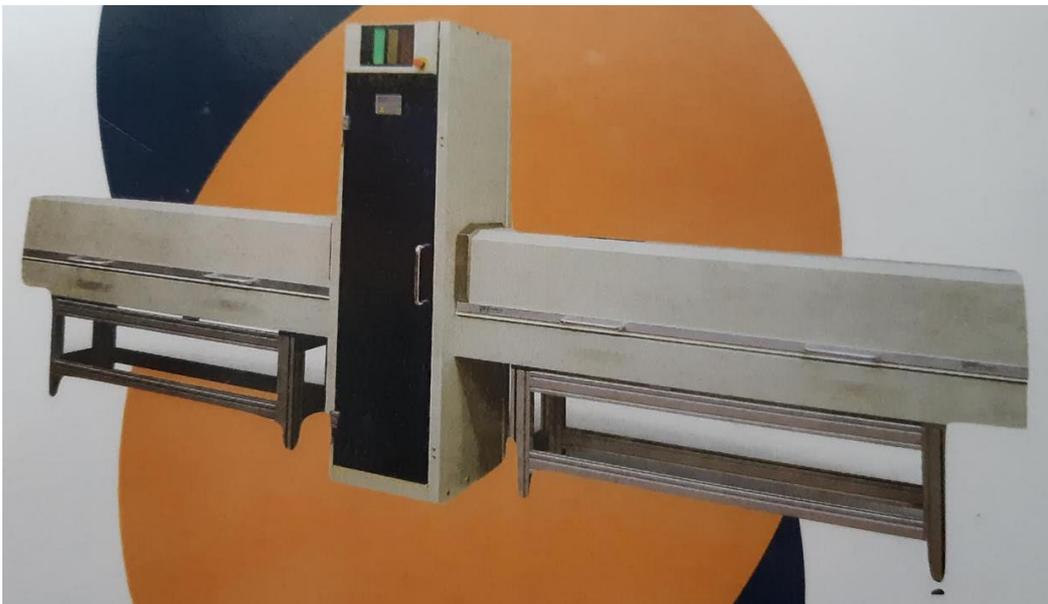


Figure 5-12 : Photo du GEOTEK MSCL XCT

Les demi-tronçons sont placés sous une source de rayons X qui passent à travers le sédiment, puis dans un amplificateur de luminosité pour enfin être captés par une caméra CCD qui envoie les

images finales à l'ordinateur. Les images obtenues sont en nuance de gris, une faible densité correspondant à une nuance claire et une forte densité correspondant à une nuance foncée.

Les images ainsi obtenus subissent ensuite trois traitements :

-Afin d'éviter d'avoir des images en biais, les images sont remises « droites » sur Photoshop à l'aide de l'outil règle.

-Afin d'obtenir de meilleurs contrastes, les images sont traitées sur le logiciel G. Quickview.

-Afin d'obtenir une image avec uniquement le sédiment et sans le liner, les images sont rognées sur Photoshop. Un exemple d'image finale est donné en [Figure 5-13](#).



Figure 5-13 : Exemple d'une image RX du tronçon IV de CAS16-39PC après les trois traitements. Le haut du tronçon est à gauche et le bas du tronçon est à droite, la section mesure 150 cm.

5.2.3.2 Spectrométrie de fluorescence X (XRF)

Les demi-tronçons (Archive) ont été passés à l'Aavatech XRF Core Scanner ([Figure 5-14](#)) afin d'analyser de manière semi-quantitative la composition chimique élémentaire des dépôts sédimentaires par fluorescence X. L'unité de mesure est le coup/secondes.



Figure 5-14 : Photo de l'Aavatech XRF Core Scanner de l'IFREMER (Brest).

Les demi-tronçons ont été analysés à deux voltages différents. A 10 kV, les éléments obtenus sont les suivants : l'Aluminium (Al), le Silicium (Si), le Soufre (S), le Chlore (Cl), le Potassium (K), le Calcium (Ca), le Titanium (Ti), le Manganèse (Mn) et le Fer (Fe) tandis que le Phosphore (P) et le

Scandium (Sc) ne sont pas retenus car ils affichent des valeurs négatives. A 30kV, les éléments obtenus sont : le Fer (Fe) et le Strontium (Sr) tandis que le Nickel (Ni), le Zinc (Zn), le Brome (Br) et le Rubidium (Rb) présentent des valeurs trop proches du bruit du fond pour être considérées. Le pas de mesure est d'une mesure tous les 1 cm. Il est possible que certains fichiers de mesures soient incomplets en raison :

-de l'absence de sédiment. Ces intervalles sont exclus du programme d'acquisition

-du remplissage de la demi-section. Dans certains cas, le sédiment est trop bas et le capteur de l'XRF ne peut pas se poser et faire une mesure correcte. Ces intervalles sont cependant mesurés. Si les valeurs obtenues sont cohérentes avec les valeurs des niveaux sus- ou sous-jacents, alors ces mesures sont conservées, sinon elles sont supprimées. La vérification peut être effectuée à l'aide de la colonne CPS (coups par seconde) : si la valeur en CPS est très éloignée des valeurs des niveaux bien remplis, alors les mesures ne sont pas conservées.

- de la présence de clastes dans les niveaux sableux. Ces intervalles seront exclus du programme d'acquisition car les clastes peuvent percer le film très fragile d'ultralène recouvrant le prisme.

De nombreux rapports géochimiques peuvent être utilisés afin de mieux caractériser les dépôts sédimentaires. Uniquement trois rapports sont utilisés pour cette thèse : $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$, Si/Al et Mn/Al (Tableau 5-2). Les éléments calcium (Ca) et strontium (Sr) sont utilisés en plus dans une finalité de traçage géochimique de la source sédimentaire.

Rapports utilisés	Utilisation	Remarques
$\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$	Indicateur de carbonates biogènes. Utilisable pour le granoclassement des grains et pour établir les sources. L'ajout de Ti (souvent abondant dans les bases grossières) permet de mieux définir les turbidites	L'utilisation du \log_{10} permet de mieux distinguer les valeurs proches de 0
Sr/Ca	Indicateur de niveaux plus riches en aragonite (Sr) donc traceur de sources peu profondes (pour des valeurs élevées)	
Si/Al	Si est un indicateur de productivité ou d'apports terrigènes. La normalisation avec Al permet d'atténuer les erreurs instrumentales	
Mn/Al	Mn est sensible aux processus chimiques de diagénèse (fronts redox). La normalisation avec Al permet d'atténuer les erreurs instrumentales.	Mn/Ti peut parfois être employé mais il s'agit surtout d'un marqueur de sapropèles en Méditerranée

Tableau 5-2 : Rapports géochimiques utilisés dans la thèse. L'utilisation de ces rapports provient de Croudace et al. (2006); Rothwell et al. (2006); Thomson et al. (2006).

5.2.3.3 Diffraction quantitative des rayons X (qXRD)

Les associations de minéraux *bulk* ont été étudiées par diffraction quantitative des rayons X (qXRD) selon la méthode développée par Eberl (2003). Ces mesures ont été effectuées au laboratoire

ISMER de l'UQAR par Jean-Carlos Montero-Serrano. Les 32 échantillons ont été prélevés sur le *U-channel* de CAS16-36PC par Arthur Bieber. Pour chaque mesure, environ 1 g de chaque échantillon de sédiments lyophilisés a été ajouté à 0,25 g de corindon, puis broyé dans un broyeur à micronisation McCrone en utilisant 5 ml d'éthanol pour obtenir une poudre homogène. La suspension a été séchée au four pendant une nuit à environ 60 ° C, puis légèrement homogénéisée avec un mortier d'agate. Ensuite, 0,5 ml de vertrel a été ajouté au mélange pour empêcher l'agglomération possible de particules plus fines. L'échantillon de poudre est ensuite tamisé (<500 µm), rechargé dans les supports et analysé sur un diffractomètre PANalytical X'Pert Powder. Les échantillons ont été scannés de 5 ° à 65 ° deux-thêta par étapes de 0,02 ° deux-thêta, avec un temps de comptage de 2 secondes par étape. Pour la quantification des principaux composants minéralogiques, les analyses XRD des sédiments obtenues ont été converties en pourcentage en poids de minéraux (% en poids) à l'aide du programme macro Excel ROCKJOCK v11 (Eberl, 2003). Ce programme utilise une méthode d'ajustement complet qui permet la quantification de la minéralogie des sédiments entiers avec une précision de ± 3% en poids (Eberl, 2003). Le poids total minéral calculé a été normalisé à une somme de 100%.

Les minéraux identifiés par cette mesure ont été ensuite regroupés en trois catégories distinctes :

-Les minéraux d'origine volcanique/magmatique : quartz, feldspath potassique, plagioclase, pyroxène, amphibole, fer-bearing et fluorapatite. La silice amorphe et les minéraux mal cristallisés (chert) sont également compris dans cette catégorie.

-Les minéraux argileux (silicates) : kaolinite, illite, biotite, chlorite, smectite, muscovite et pyrophyllite.

-Les minéraux carbonatés : calcite, aragonite, dolomite. Afin de distinguer les sources sédimentaires de certains dépôts sédimentaires, les pourcentages d'aragonite et de calcite seront séparés.

5.2.3.4 Lames Minces

Afin de pouvoir visualiser le sédiment de manière microscopique, trois lames minces de sédiment meubles ont été réalisées sur CAS16-39PC (Tableau 5-3) par Sébastien Zaragosi (EPOC, Université de Bordeaux).

Carotte	Tronçon	Côte tronçon (cm)	Côte Carotte (cm)
CAS16-39PC	IV	84-94	534-544
CAS16-39PC	IV	94-104	544-554
CAS16-39PC	IV	104-114	554-564

Tableau 5-3 : Côte des lames minces prélevées sur CAS16-39PC

Plusieurs étapes sont nécessaires dans la réalisation de ces lames minces :

- 1) Prélèvement : sur la demi-section, un moule métallique en aluminium ayant les dimensions 100 mm x 45 mm x 13 mm est disposé à l'envers dans le sédiment. Un fil est ensuite utilisé pour séparer le sédiment de la demi-section du sédiment collecté dans le moule. Cette opération
- 2) Déshydratation par échange eau-acétone : afin d'évacuer toute l'eau présente dans le sédiment, les lames minces sont placées dans une cuve remplie d'acétone dont la quantité augmente en trois jours.
- 3) Imprégnation sous vide contrôlé : les lames sont placées dans des boîtes en plastique contenant une solution d'imprégnation composée d'un mélange de résine epoxy, d'un catalyseur, d'acétone et d'un pigment fluorescent. Les boîtes sont ensuite placées dans un dessiccateur sous vide contrôlé pendant deux jours. Enfin, quatre semaines seront nécessaires pour que le tout se fige et durcisse.
- 4) Réalisation des lames minces : la lame est dans un premier temps découpée à l'aide d'une scie diamantée puis polie. La surface polie est par la suite fixée à l'aide d'une résine d'induration sur une lame de verre. Après l'utilisation d'une micro-scie, l'épaisseur finale de la lame mince est de 30 μm
- 5) Analyse sur LEICA DM600 B : les lames sont numérisées à l'aide d'un scanner EPSON 3200 PHOTO avant d'être traitées sur le logiciel LEICA DM600 B. Des prises de vue en lumières transmises, réfléchies, halogène ou UV peuvent être réalisées. Un exemple d'image finale est donné en [Figure 5-15](#).



Figure 5-15 : Scan de la lame mince CAS16-39PC-TriV-94-104cm. Le sommet est à gauche et la base est à droite. La longueur totale de la lame mince est de 10 cm.

5.2.3.5 Granulométrie

Les mesures de granulométrie ont été effectuées à l'aide d'un microgranulomètre laser Mastersizer 3000 (Figure 5-16) à l'IFREMER (Brest). La taille des grains mesurée par cet appareil est comprise entre 0,1 μm et 2 mm et se fait par diffraction laser (l'angle de diffraction dépend de la taille des particules). Certains échantillons très grossiers (avec des clastes >2 mm) ont été préalablement tamisés afin d'éviter d'obstruer les capillaires de l'appareil de mesure. Les échantillons sont en effet ajoutés dans un bain d'eau pour être mis en suspension puis transitent jusqu'aux lasers en passant par ces capillaires. La médiane granulométrique (D50, en μm) et les courbes granulométriques ont été utilisés pour caractériser les faciès sédimentaires. Un D50 élevé témoignera d'un sédiment grossier (sables, silts) tandis qu'un D50 peu élevé témoignera d'un sédiment fin (argiles).

L'échantillonnage n'est pas complet sur toutes les carottes car il devait être effectué sur les demi-tronçons « Travail » au MNHN (Paris) tandis que les mesures étaient faites à l'IFREMER (Brest). Certaines carottes et certains dépôts ont donc été privilégiés. Afin de ne pas gaspiller le sédiment surfacé sur les demi-tronçons « Archive » lors des analyses non destructives, il a été soigneusement récupéré afin d'effectuer de nouvelles mesures de granulométrie. Le pas d'échantillonnage n'est pas régulier mais visuel, en fonction des changements de couleur, de texture, ou de l'observation de structures sédimentaires (lamines) ou biologiques (bioturbations). Ces dernières n'ont pas été prélevées afin d'éviter le mélange de sédiments.

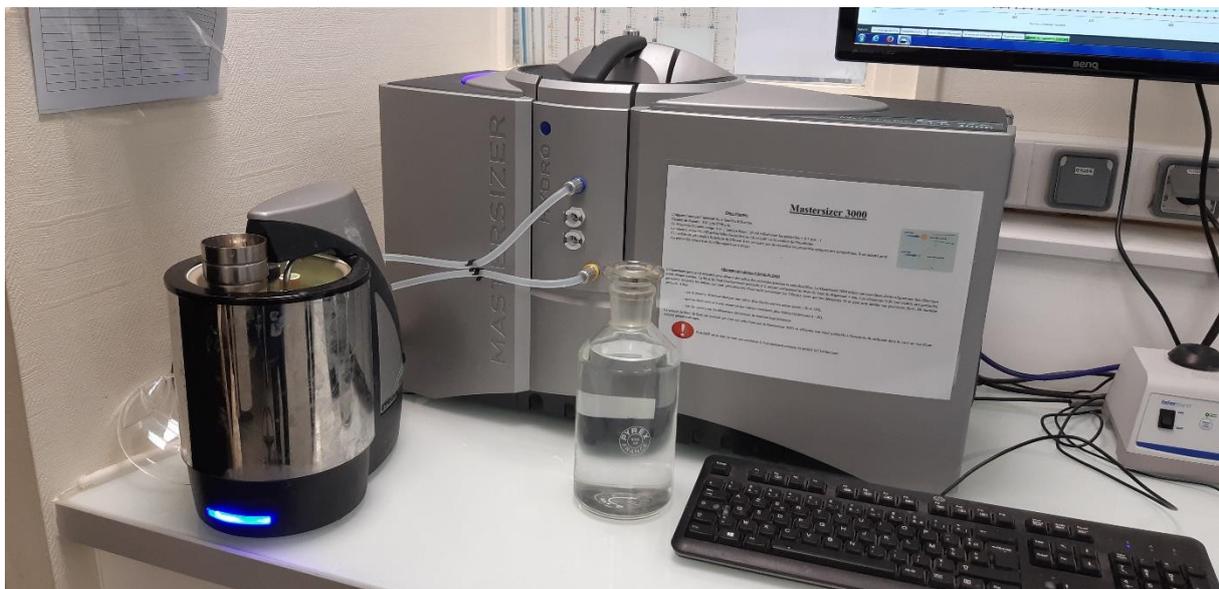


Figure 5-16 : Photo du microgranulomètre laser Mastersizer 3000 de l'IFREMER (Brest)

5.2.3.6 *Caractérisation des faciès sédimentaires*

Les faciès correspondent à des ensembles de caractéristiques pétrophysiques, géochimiques ou granulométriques caractérisant un sédiment. Ils ont été établis à l'aide de toutes les analyses présentées jusqu'à présent. Ainsi, la description des faciès est présentée en fonction des différents outils utilisés :

-Outils visuels (photo, couleur), structures sédimentaires observables à l'œil nu ou aux Rx témoignant d'une énergie (laminas parallèles, laminas obliques, galets mous) ou d'une activité biologique (bioturbations). Les lames minces vont également pouvoir illustrer quelques faciès de manière microscopique.

-Outils pétrophysiques (susceptibilité magnétique (MS) et vitesse des ondes P (Pwv)). L'enregistrement de la vitesse des ondes P est cependant incomplet sur deux carottes (39PC et 40PC). La densité (d) n'a pas été utilisée car elle est trop souvent biaisée par l'effet de début de tronçon/fin de tronçon.

-Outils colorimétriques (a^* , b^* et L^*). L'outil L^* (la luminescence) a été conservé dans la description car il apporte clairement une différence entre les niveaux sombres et les niveaux clairs. L'outil a^* , assez peu discriminant pour la caractérisation des faciès, a cependant été conservé afin d'illustrer les corrélations entre les carottes.

-Outils granulométriques (médiane granulométrique (D50), courbes granulométriques et diagramme de Passega, cf. 4.4.3). Ces outils ne sont pas disponibles sur toutes les carottes entières mais de nombreux niveaux ont pu être caractérisés. Le D50 permet de bien illustrer les faciès grossiers et les faciès fins tandis que les courbes de distribution granulométrique vont permettre de mieux comprendre le mode de dépôt des faciès concernés.

-Outils géochimiques (XRF et XRD). Comme précédemment décrit, ces outils vont particulièrement servir à déterminer la nature des sédiments (carbonates, argiles...) mais aussi les sources. Tous les faciès ne seront pas illustrés par des données XRD car les mesures n'ont été réalisées que sur une seule carotte, CAS16-36PC, sur laquelle une majorité des faciès est cependant présente.

5.2.3.7 *Datations radiocarbone et modèle chronostratigraphique*

L'établissement du modèle chronostratigraphique se base en particulier sur des datations radiocarbones sur foraminifères basées sur l'activité radiologique de l'isotope cosmogénique du

carbone (^{14}C). Les foraminifères sont des micro-organismes carbonatés marins construisant leur test à l'aide des éléments chimiques présents dans l'eau dont notamment le carbone (C), l'oxygène (O) et le Calcium (Ca). Une fois que le foraminifère meurt, il décante dans la colonne d'eau et se dépose sur le fond marin. Lors de sa mort, la désintégration du ^{14}C commence alors en suivant la loi de décroissance radioactive. L'âge obtenu par la méthode de datation au ^{14}C correspond alors à la différence entre la teneur initiale et la teneur résiduelle de ^{14}C .

L'établissement du modèle chronostratigraphique nécessite plusieurs étapes :

1) Prélèvement des échantillons et lavages :

Tous les échantillons ont été prélevés sur les demi-tronçons « Travail » au Museum National d'Histoire Naturelle sous la supervision d'Eva Moreno. Les niveaux prélevés sont préalablement sélectionnés à l'aide des analyses précédentes. Ainsi, les niveaux argileux de couleur claire, d'aspect granuleux et présentant de fortes valeurs en éléments Ca ou Sr (à l'XRF) ont plus de chance de contenir des foraminifères. A l'inverse, les niveaux sableux considérés comme remaniés sont à éviter et les prélèvements s'effectuent sous ces niveaux qui ont de fortes chances d'être des turbidites. Le cas échéant, cela permettrait d'obtenir un âge « proche » de l'âge de dépôts de la turbidite, en n'omettant pas les incertitudes liées au taux de sédimentation et à l'érosion engendrée par la turbidite. Une demi-tranche ou une tranche entière est ainsi prélevée sur 1 cm d'épaisseur voire 2 cm dans un cas où l'abondance des foraminifères était très faible (Tableau 5-4).

Les échantillons ainsi prélevés sont placés dans une étuve à 40°C pendant un jour, puis sont ré-humidifiés avec de l'eau déminéralisée afin de liquéfier la boue et de la séparer des clastes éventuellement présents. Les échantillons humidifiés sont ensuite tamisés avec un tamis (maille 63 μm) afin de récupérer la fraction supérieure à 63 μm composée de clastes carbonatés ou silicoclastiques. Ces clastes sont à nouveau placés sous une étuve puis sont récupérés et stockés dans de petits pots.

2) Piquage des foraminifères

Les foraminifères planctoniques vivant dans la colonne d'eau et proches de la surface sont les foraminifères idéaux à piquer pour des analyses au ^{14}C car ils sont moins impactés par l'effet réservoir (voir ci-après). Les espèces privilégiées ont donc été (Tableau 5-4) : *Globigerinoides ruber alba* (D'Orbigny, 1839b), *Globigerinoides ruber rosea* (D'Orbigny, 1839b) et *Trilobatus sacculifer* (D'Orbigny, 1839a). Dans certains cas où le poids de matériel carbonaté était insuffisant, d'autres espèces vivant dans des masses d'eau plus profondes ont été sélectionnées (Tableau 5-4) comme *Orbulina universa* (Brady, 1877) ou *Globorotalia menardii* (Hayward et al., 2020). Enfin, dans certains cas, il a été

nécessaire de prélever tous les foraminifères planctoniques ; ces échantillons sont appelés « BULK » (Tableau 5-4). L'étape du piquage a été réalisée par Josette Dupras pour les échantillons envoyés à Beta Analytics et par moi-même sur les autres échantillons envoyés au LSCE/IPSL (Tableau 5-4).

Le choix des foraminifères sélectionnés est principalement lié à la profondeur des carottes. En effet, l'abondance des foraminifères dans les carottes dépend de la profondeur de la couche de compensation des carbonates ou *Carbonate Compensation Depth (CCD)*. Cette couche est une limite à partir de laquelle le matériel carbonaté est fortement dissous et est très peu présent, voire absent. D'après Damuth (1977), la profondeur de la CCD est d'environ 5000 m dans la zone d'étude, ce qui signifie que peu de matériel devrait être retrouvé dans la plupart des carottes qui ont été collectées au-delà de 5000 m (Tableau 5-1). Après tamisage, il s'avère que seules les carottes les moins profondes (CAS16-38PC à 5145 m et CAS16-39PC à 4681 m) présentent des foraminifères en abondance, ce qui corrobore cette limite d'environ 5000 m. Dans toutes les autres carottes, le matériel carbonaté est relativement rare.

3) Analyses radiocarbone

Un total de 45 échantillons a été daté. Ces analyses ont été effectuées dans deux laboratoires différents. Les échantillons assez riches en matériel ont été envoyés au laboratoire de mesures standards AMS de *Beta Analytics* (Miami, Floride, USA) tandis que les échantillons dont le poids était assez peu élevé (autour de 1 mg) ont été envoyés à la plateforme ECHO_MICADAS du LSCE/IPSL (Saclay, France). Ce laboratoire a en effet développé une méthode permettant de mesurer le ^{14}C sur des échantillons à poids faible (Tableau 5-4). La demi-vie radioactive du ^{14}C étant de 5568 ± 30 ans, cette datation absolue est possible jusqu'à environ 45 000 ans. La limitation de la méthode est de 43 500 ans BP pour *Beta Analytics* et concerne trois échantillons qui sont donc « Hors Datation » ou « HD » (Tableau 5-5). Tous les échantillons envoyés au LSCE/IPSL étant plus jeunes, la question de la limitation d'âge ne s'est pas posée.

Carottes	Tr.	Côte tronçon (cm)	Côte carotte (cm)	Espèces piquées	Piquage	Laboratoire
CAS16-35PC	I	10-11	10-11	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-35PC	II	30-32	180-182	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-35PC	II	98-99	248-249	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer, O. univ.</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-35PC	IV	30-31	480-481	<i>G. ruber rosea+alba</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-36PC	I	36-37	36-37	BULK	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-36PC	I	113-114	113-114	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer, O. univ.</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-36PC	II	41-42	291-292	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer, G. menardii</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-36PC	III	10-11	310-311	<i>G. menardii</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-36PC	VII	115-116	1015-1016	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	I	12-13	12-13	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	I	18-19	18-19	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	I	100-101	100-101	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-38PC	I	140.5-141.5	140.5-141.5	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	III	24-25	324-325	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	III	75.5-76.5	375.5-376.5	<i>G. ruber alba</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-38PC	III	125-126	425-426	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	IV	10-11	460-461	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-38PC	IV	148.5-149.5	548.5-549.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-38PC	VI	91-92	841-842	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	I	20.5-21.5	20.5-21.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	I	34.5-35.5	34.5-35.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	I	34.5-35.5	34.5-35.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	I	61.5-62.5	61.5-62.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	I	81.5-82.5	81.5-82.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	I	128.5-129.5	128.5-129.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	I	146.5-147.5	146.5-147.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	II	21.5-22.5	171.5-172.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	II	31.5-32.5	182.5-183.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	II	70.5-71.5	220.5-221.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	II	116.5-117.5	266.5-267.5	<i>T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-39PC	III	15.5-16.5	415.5-416.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-39PC	IV	147.5-148.5	597.5-598.5	<i>T. sacculifer</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-40PC	I	31-32	31-32	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-40PC	I	66-67	66-67	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-40PC	I	101-102	101-102	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-40PC	I	117.5-119.5	117.5-119.5	<i>G. ruber alba</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-40PC	II	27-28	177-178	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-40PC	IV	58.5-59.5	458.5-459.5	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-40PC	IV	71-72	511-512	<i>G. ruber alba</i>	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-41PC	I	111-112	111-112	BULK	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-41PC	IV	93.5-94.5	534.5-535.5	<i>G. ruber rosea+alba, T. sacculifer</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-41PC	V	94-95	694-695	<i>G. menardii</i>	Pierre Morena	LSCE/IPSL
CAS16-42PC	II	109-110	259-260	BULK	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-42PC	III	38-39	338-339	BULK	Josette Dupra	Beta Analytic
CAS16-42PC	V	32-33	632-633	BULK	Pierre Morena	LSCE/IPSL

Tableau 5-4 : Principales informations (carotte, tronçon (Tr), côte, espèces piquées, laboratoire) sur les 45 prélèvements effectués pour des datations radiocarbone

4) Traitement des dates instrumentales

Les dates obtenues par les laboratoires sont des dates instrumentales et nécessitent d'être calibrées en fonction d'un paramètre important appelé « effet réservoir » ou R. L'effet réservoir (généralement proche de 400 ans) est un biais lié à l'absorption du carbone océanique par les

foraminifères. En effet, le carbone marin ne provient pas directement du carbone atmosphérique « actuel » mais de carbone inorganique marin « ancien » qui a transité dans des masses d'eau et qui a déjà donc déjà eu le temps de se désintégrer. Comme cet effet réservoir varie en fonction des zones, de nombreuses études ont été menées afin de mieux le contraindre. Ainsi, au niveau des Petites Antilles, l'âge réservoir est de 384 ± 25 ans BP (BP = *Before Present*) avec un ΔR de 6 ± 20 (Paterne et al., 2018). Les calibrations ont été effectuées sur le logiciel Calib en utilisant la courbe d'étalonnage MARINE13 (Stuiver & Reimer, 1993; Reimer et al., 2013). Les gammes d'âges obtenues varient entre deux valeurs dites de « 1 sigma » et de « 2 sigma ». Les valeurs de « 2 sigma », qui sont moins précises, sont préférées car elles ont plus de chance d'encadrer l'âge exact (95,4% contre 68,3% pour les valeurs de « 1 sigma »).

5) Faciès sédimentaires et réalisation d'un modèle hémipélagique « cumulé »

Un modèle hémipélagique « cumulé » ne peut être réalisé qu'après avoir effectué une analyse approfondie des carottes sédimentaires afin d'en déterminer les faciès sédimentaires. Une fois les faciès établis, on ne conserve que les faciès de type « hémipélagique » qui correspondent à la sédimentation marine continue par décantation. Les autres faciès (ex : turbidites, homogénites...) correspondant à des dépôts évènementiels sont à exclure du modèle hémipélagique « cumulé ». En effet, ils sont considérés comme instantanés (leur vitesse de dépôt peut être de quelques minutes à quelques mois pour les particules argileuses, Van Daele et al., 2017) et n'ont donc qu'un impact très faible sur la sédimentation marine continue (qui en plus est lente au niveau de la zone d'étude, $\sim 2/3$ cm/k.ans en période interglaciaire et $\sim 1/2$ cm/k.ans, Reid et al., 1996).

Une fois le modèle hémipélagique « cumulé » obtenu, les datations y sont incorporées et les taux de sédimentations sont calculés entre deux dates. Une fois qu'il n'y a plus de dates ou que l'on se retrouve « hors datation » pour calculer un taux de sédimentation, un taux « moyen » est appliqué sur le reste de la carotte par extrapolation linéaire. Il est important de préciser que plus un niveau est profond dans la carotte, plus l'incertitude liée à son âge est importante.

Les incertitudes sont cependant nombreuses :

-Incertitude liée à l'érosion par les courants de turbidité, qui peuvent avoir enlevé une partie du matériel hémipélagique. Toutes les turbidites présentant une base érosive ont donc érodé du matériel sédimentaire.

-Incertitude liée aux changements de taux de sédimentation dans le temps. Même si les variations du taux de sédimentation sont relativement faibles entre les périodes glaciaires et interglaciaires dans la zone du Nord des Petites Antilles (Reid et al., 1996), il demeure assez mal contraint.

-Incertitude liée aux changements de faciès. Assez souvent, la limite entre le terme fin des turbidites ou le sommet des homogénites et le début de l'hémipélagique n'est pas clairement définie. Plusieurs modèles sont donc réalisés en prenant des limites « strictes » et des limites « larges ». Cependant, dans le cas des carottes sous la CCD, cette incertitude est moindre car la signature géochimique des dépôts évènementiels est carbonatée à l'inverse de celle de l'hémipélagique qui est très faible en carbonates. Les limites sont donc plus facilement visibles.

6) Modèle chronostratigraphique

Une fois que les datations sont calibrées, le cadre chronostratigraphique peut être établi. Il faut pour cela ajouter les côtes des turbidites dans le modèle hémipélagique « cumulé » afin d'obtenir une « profondeur hémipélagique » et donc ainsi un âge approximatif pour chaque dépôt évènementiel.

Un contrôle est cependant effectué sur certaines carottes au niveau desquelles les corrélations stratigraphiques sont robustes. Cela a amené à réévaluer certains âges et à justifier l'érosion de certains niveaux. Afin de rendre le modèle chronostratigraphique plus robuste, des techniques de corrélation basées sur les indicateurs géochimiques ($\log[\text{Ca}/\text{Fe}+\text{Ti}]$) et spectrophotométriques (a^*) ont été développées. Les différentes étapes réalisées à l'aide de ces indicateurs afin d'établir le modèle chronostratigraphique final sont présentées au [chapitre 8.3](#).

5.3 Récapitulatif des mesures/analyses effectuées sur les carottes

Toutes les carottes ont été photographiées et ont été passées au banc MSCL, à l'Aavatech XRF Core Scanner et au GEOTEK MSCL XCT ([Tableau 5-5](#)). Dans un premier temps, CAS16-39PC a été privilégiée pour la granulométrie et pour les datations radiocarbone en raison de sa profondeur qui la plaçait au-dessus de la CCD. Les échantillons sur les autres carottes ont ensuite été collectés et en particulier sur CAS16-36PC car d'autres mesures complémentaires (XRD) ont pu y être effectuées. La grande profondeur d'eau (de 4600 à 7000 m) a limité la quantité de matériel carbonaté disponible pour des datations au radiocarbone mais finalement des prélèvements et des piquages ont pu être effectués sur toutes les carottes.

Les planches des sept carottes piston avec photo et Rx sont présentes en Annexes ([Annexes 1 à 7](#)). Toutes les données des carottes (log, MSCL, XRF, granulométrie...) devraient être disponibles dans une base de données une fois que celles-ci auront été publiées.

Carotte	Photo / Litho	Spect.	MSCL.	Rx	XRF	Granulométrie (nb de mesures)	XRD	Dates radiocarbone
CAS16-35PC						188	Non	4
CAS16-36PC						209	32 ech.	4
CAS16-37BC						7	Non	Non
CAS16-38PC						82		9 + 1HD
CAS16-39PC						451		11 + 2HD
CAS16-40PC						102		7
CAS16-41PC						136		3
CAS16-42PC						85		3
CAS16-43BC						7		Non

Tableau 5-5 : Récapitulatif des analyses effectuées sur les neuf carottes de la zone Nord. HD signifie « Hors Datation », les dates HD sont donc > 43 500 BP.

6 Sources et axes de transferts sédimentaires

Ce chapitre correspond à un article envoyé à *Marine Geology* et qui s'intitule « *Morphology and contribution to deepwater turbidite systems of mixed margins: insights from the Northern Lesser Antilles forearc* ». Il porte sur l'une des problématiques de la thèse concernant la caractérisation des sources et des transferts sédimentaires au niveau du segment Barbuda-Sombrero appelé segment Nord des Petites Antilles ou *Northern Lesser Antilles Segment (NLAS)*. Cet article présente également les principales structures géomorphologiques de la zone : éperons, bombements, bassins, escarpements.

La caractérisation des systèmes sédimentaires depuis les plateformes carbonatées jusqu'à l'océan profond est très importante afin de déterminer la nature des apports (sédiments carbonatés, silicoclastiques ou volcanoclastiques), les périodes d'activité de ces systèmes (haut-niveau marin, bas-niveau marin) ainsi que les axes de transferts sédimentaires. Ces derniers sont très utiles afin de mettre en avant les sources pouvant alimenter les différents bassins sédimentaires où ont été collectées les carottes sédimentaires. L'identification des sources sédimentaires communes ou différentes entre les carottes peut également servir de base pour une étude paléosismique. Cet article se base principalement sur des données géophysiques (bathymétrie, réflectivité, sismique HR et THR), mais également sur les données issues des sept carottes sédimentaires. Ces dernières, de type piston, ont été prélevées à des profondeurs allant de 4600 à près de 7000 m et mesurent de 11,4 à 28,6 m.

Le segment Nord des Petites Antilles est composé (d'ouest en Est) :

- des îles septentrionales de l'arc interne actif (Saba, St Eustache, St Kitts, Nevis),
- du bassin de Kalinago (d'environ 800 m de profondeur),
- de plateformes carbonatées (Antigua et Anguilla) peu profondes (< 200 m) composant l'arc externe carbonaté et reposant sur un socle volcanoclastique. Les principales îles du banc d'Anguilla sont Anguilla, St Martin et St Barthélémy tandis que celles du banc d'Antigua sont Antigua et Barbuda. Des récifs coralliens peuvent également être identifiés au nord-est de l'île de Barbuda,
- d'une pente insulaire souvent très raides (jusqu'à 15°) allant de 200 à 5000 m de profondeur. Elle est composée d'une succession d'escarpements (Sombrero), de vallées (Anguilla, St Barthélémy, Antigua) et d'éperons (Malliwana, Anguilla, Tintamarre, Barbuda) très probablement structurés par des failles normales. De nombreux canyons et des ravines incisent ces structures et donnent des indications sur les modes de transfert sédimentaire entre la plateforme et l'océan profond.
- d'un bassin d'avant-arc composé de structures particulières telles que des bassins profonds (jusqu'à 7000 m) de Sombrero et de Malliwana, des petits bassins profonds, des bombements ou des

escarpements de failles. Malgré la présence de nombreux canyons incisant la pente insulaire, aucun système de chenal-levée n'est identifié.

-d'un prisme d'accrétion peu épais (20 à 30 km) comparé à son extension latérale dans le sud de la zone (près de 250 km). Le prisme est en partie séparé du bassin d'avant-arc par la faille transformante de Bunce jusqu'à ce que celle-ci s'anastomose sous le prisme au large de l'éperon de Barbuda.

-de la fosse, d'une profondeur moyenne de 7000 m.

La réalisation d'une carte morphosédimentaire permet de mettre en évidence les zones de transfert sédimentaire au niveau de la pente insulaire. Plusieurs types de systèmes sédimentaires sont ainsi identifiés :

-un système essentiellement volcanoclastique (l'escarpement de Sombrero) qui est déconnecté des apports carbonatés de la plateforme d'Anguilla. La plupart des canyons sont confinés dans la pente, les transferts se font donc par érosion régressive des canyons au niveau du socle volcanoclastique. Les autres dépôts de nature volcanoclastique proviennent des îles volcaniques de l'arc interne et se concentrent dans le bassin de Kalinago.

-des systèmes essentiellement carbonatés, qui correspondent aux bordures « sous le vent » des plateformes carbonatées (bordures ouest à bordures nord). Le transfert de matériel carbonaté s'effectue par débordement sédimentaire initié par les courants marins peu profonds SE-NO au niveau des bancs d'Anguilla et d'Antigua. Ces transferts semblent importants au niveau de la vallée d'Anguilla qui présente une pente très raide dans la continuité de la pente insulaire. A l'inverse, ces transferts semblent peu importants au niveau de la vallée de St Barthélémy, sans doute en raison d'une pente moins raide pouvant piéger ces apports.

-des systèmes sédimentaires mixtes qui correspondent aux bordures « face au vent » des plateformes carbonatées (bordures sud-est). Dans ces systèmes, les mécanismes principaux de transferts sont associés à de la déstabilisation de pente et de l'érosion régressive.

L'étude des carottes sédimentaires permet de mettre en évidence trois faciès principaux : turbidite, homogénite et hémipélagite. Les turbidites sont présentes en grand nombre dans toutes les carottes et peuvent former des *megabeds* très épais (près de 6 m) de nature très variée comme des mégaturbidites, des complexes HmTu (quand elles sont associées à des homogénite), ou même des turbidites amalgamées (des empilements de plusieurs turbidites). L'analyse du contenu de ces turbidites (foraminifères planctoniques, fragments de coquilles, ptéropodes) démontre une nature des sources très carbonatée et relativement peu profonde (< 3000 m), justifiant l'occurrence de transports sédimentaires depuis les plateformes carbonatées jusqu'à l'océan profond malgré l'absence de systèmes chenal-levées dans le bassin d'avant-arc. Certains éléments identifiés dans le bassin d'avant-

arc comme des escarpements de failles, des *plunge-pools* ou des bombements peuvent contribuer au transport ou à la dispersion de ces sédiments.

L'absence de systèmes chenal-levées et la nature des *megabeds* (complexes HmTu, turbidites amalgamés) peuvent faire penser que ces derniers sont provoqués par des aléas géologiques (séismes, tsunamis...) ayant une récurrence temporelle élevée. Une étude poussée de ces dépôts est donc essentielle afin de comprendre leur origine et leur mode de dépôt.

TITLE

Contrasting morphology and contribution to deepwater turbidite systems of carbonate VS siliciclastic margins: insights from the Northern Lesser Antilles forearc

ABSTRACT

At the Lesser Antilles arc, the American plate subducts below the Caribbean plate with a low velocity (2 cm/y). If several studies focused on the inner active islands arc, the deep sea beyond the outer carbonate islands arc is scarcely known. In the study area, called Northern Lesser Antilles Segment (NLAS), there are contrasting types of turbidite sedimentary systems: siliciclastic, carbonate and mixed, composed of carbonate units resting on volcanoclastic series. These systems coexist at short distance and provide an unique opportunity to identify the signature of distinct parameters such as eustatism, climate, tectonics and seismicity, implying different mechanisms to explain sedimentation.

We present a reconstruction of sedimentary pathways based on detailed morphobathymetric data, backscatter data and giant piston cores. Turbidity currents flow through S-N and W-E canyons and gullies incising the insular slope and megastructures like the Tintamarre spur. Despite the absence of channel-levee systems in the forearc basin, turbidity currents reach deep basins (e.g. Sombrero, Malliwana) and overflow a 200-m-positive bulge. Oriented features (N°90 to N°110) linked to the faults observed in the forearc serve as preferential sediment pathways.

From sediment cores, three main sedimentary facies are identified: turbidites, hemipelagites and homogenites, which are homogeneous structureless muddy deposits lacking coarse clastic content. Turbidites are present in single or amalgamated beds and are composed of carbonate planktonic clasts (foraminifera, pteropods and shells fragments), suggesting provenance from shallow carbonate shelves (Anguilla Bank, Antigua Bank) and the upper-slope for turbidity currents. Mass transport deposits and homogenites are also identified in sub-bottom profiles data or/and seismic profiles, implying an active zone with high sediment transport and deposition rates, suggesting a good paleoseismological potential for the area.

KEYWORDS

Seafloor morphology, sediment pathways, mixed turbidite system, subduction zone, Lesser Antilles

1. INTRODUCTION

The architecture of turbidite systems usually includes canyons on the continental slope, deeper channel-levee systems and distal fan sediment bodies in the abyssal plain (Mutti and Normark, 1991). Different factors control the development and activity of turbidite systems worldwide such as relative sea level variations (e.g. Posamentier and Vail, 1988), climatic and oceanographic variations, the size of the catchment area and the quantity and the type of available sediments (Normark et al., 1993), tectonic processes such as uplift or subsidence (Eschard, 2001), or the occurrence of catastrophic events (floods, storms, hurricanes, earthquakes). Some factors are intrinsic to the turbidite system, such as the distance from land, the proximity and the characteristics of the river outlet (Mulder and Syvitski, 1996) and the morphology of the slope (e.g. steepness).

Depending on the lithology of the sources, two end-members can be distinguished: siliciclastic and carbonate turbidite systems. Studies conducted off the Bahamas show similarities between siliciclastic and carbonate turbidite systems. As in siliciclastic turbidite systems, carbonate slopes are incised by canyons (Mulder et al., 2012b; Principaud et al., 2015; Tournadour et al., 2015, 2017) or gullies (Principaud et al., 2018) mainly formed by retrogressive erosion (Tournadour et al., 2017) then downward cutting as in mixed turbidite system (Puga-Bernabéu et al., 2011). Carbonate slopes undergo also sediment reworking as slope failures (Bosence, 2005, Tournadour et al., 2017), density cascading flows (Wilson & Roberts, 1995; Mulder et al., 2012a; Principaud et al., 2018) and turbidity currents (Droxler & Schlager, 1985, Reymer et al., 1988; Haak & Schlager, 1989; Mulder et al., 2012b). Carbonate turbidite systems are usually smaller (Mulder et al., 2012b, 2014). In siliciclastic turbidite systems, the main source of sediment originates directly or indirectly from a river (i.e. point source, Reading and Richards, 1994), whereas in carbonate systems, the main sources come principally from sediment productivity (Mulder et al., 2012b). The sediment productivity is generally higher during sea-level highstands, implying a higher sediment rate, more sediment transport and an increasing frequency of turbidity currents during these periods in carbonate turbidite systems (Droxler & Schlager, 1985, Reymer et al., 1988; Eberli, 1991; Schlager et al., 1994; Chabaud et al., 2016). Moreover, carbonate slopes and mixed slopes are generally steeper than siliciclastic slopes (Schlager and Camber, 1986; Counts et al., 2018).

Mixed siliciclastic-carbonate systems are in between carbonate and siliciclastic end-members, as for example the atolls-like platforms (Counts et al., 2018) or “volcanic pedestal” platforms (Bosence, 2005). The triggering of density currents in these mixed systems is principally influenced by sediment productivity (Schlager et al., 1994), climate (Counts et al., 2018) or eustatic fluctuations (Dunbar and Dickens, 2003; Tcherepanov et al., 2008; Puga-Bernabéu et al., 2014) with generally a dominance of the carbonate system during sea-level highstands and a dominance of the siliciclastic system during sea-level lowstand (Dunbar and Dickens, 2003).

In order to better constrain the difference of these types of turbidite sedimentary systems, we identified an area of the Northern Lesser Antilles Arc, called Northern Lesser Antilles Segment or NLAS, where all types occur at short distances. We define the NLAS (Fig. 1) as the segment that extends frontally from the inactive volcanic arc to the subduction front, and laterally between Antigua-Barbuda and Sombrero platforms, called “Limestones Caribbees” (Christman, 1953).

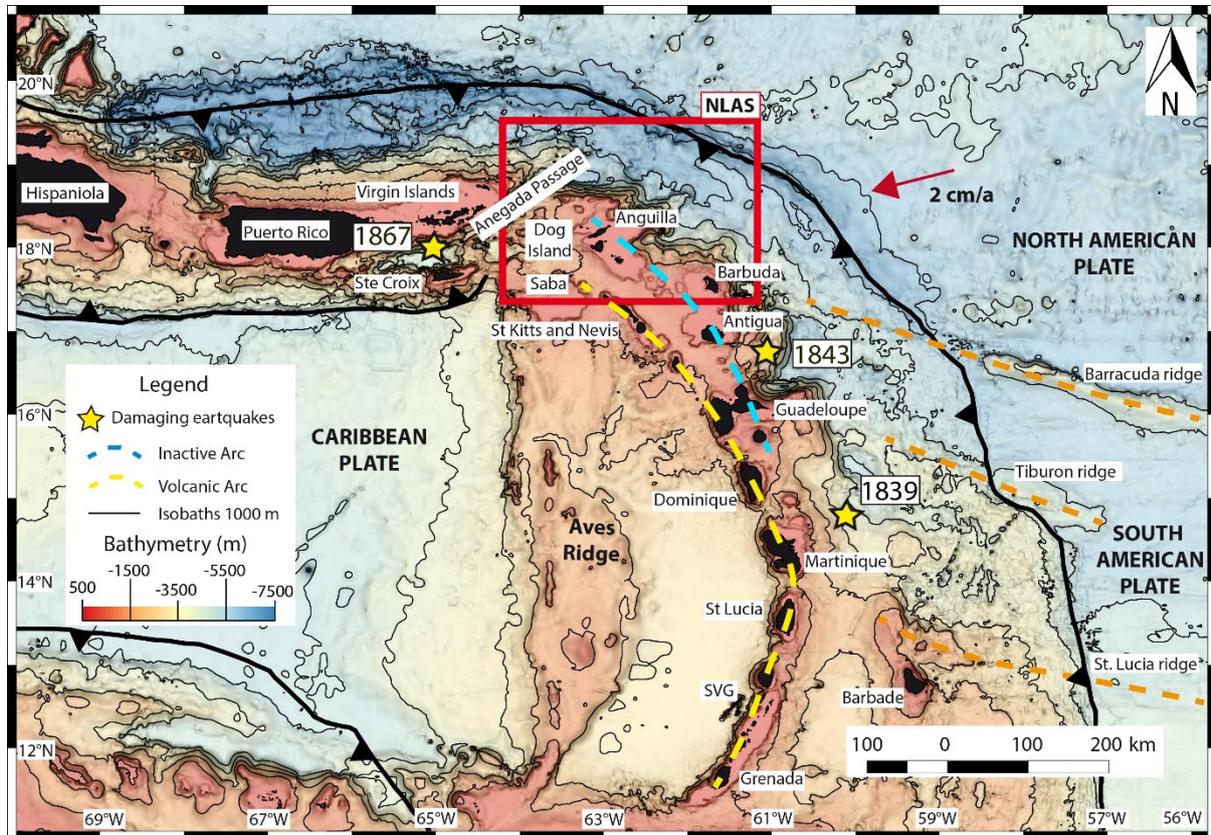


Figure 1. General map of the Lesser Antilles subduction zone. Yellow stars locate epicenters of the more damaging earthquakes, yellow dashed line represent the inner and volcanic arc and blue dashed line indicate the outer and inactive arc. The red box indicate the study area (the NLAS) and refer to Figure 2.

The NLAS presents a specific sedimentary system with carbonate shelves resting on a volcanic basement. Furthermore, it is located on an active margin, which is unusual compared to other carbonate or mixed sedimentary systems cited above. In this geodynamic context, seismicity and tectonics might control sedimentation pattern, in addition to eustatism and climate. The NLAS is a steep, short and very deep source to sink system similar to those in fore-arc models (Nyberg et al. 2018), mainly controlled by tectonics that promotes locus of initiation and deflections of sediment paths down to foreland basins or subduction trenches (Gawthorpe and Leeder, 2000; Athmer and

Luthi, 2011; Ratzov et al., 2012; Collot et al., 2019). The NLAS is one of a very few examples which allow to investigate a sedimentary system that is dominated by both carbonate input as observed along atolls and like-atolls systems, but also by tectonics usually observed along dominantly detritic active margins.

In this study, we present new bathymetry, backscatter, sub-bottom profiles, multichannel seismic profiles and sediment core data (Fig. 2) to: a) identify the sedimentary sources and pathways for the accumulation of turbidites or other gravity-driven mass-transport deposits, from the carbonate shelf down to the slope in the forearc zone of the NLAS; b) identify the nature of active sedimentary processes and c) define and identify the lithology of the deposits accumulated in a series of isolated basins by analysing seven long sediment cores positioned in an area that extends about 200 km from 4600 to 7000 m water depth.

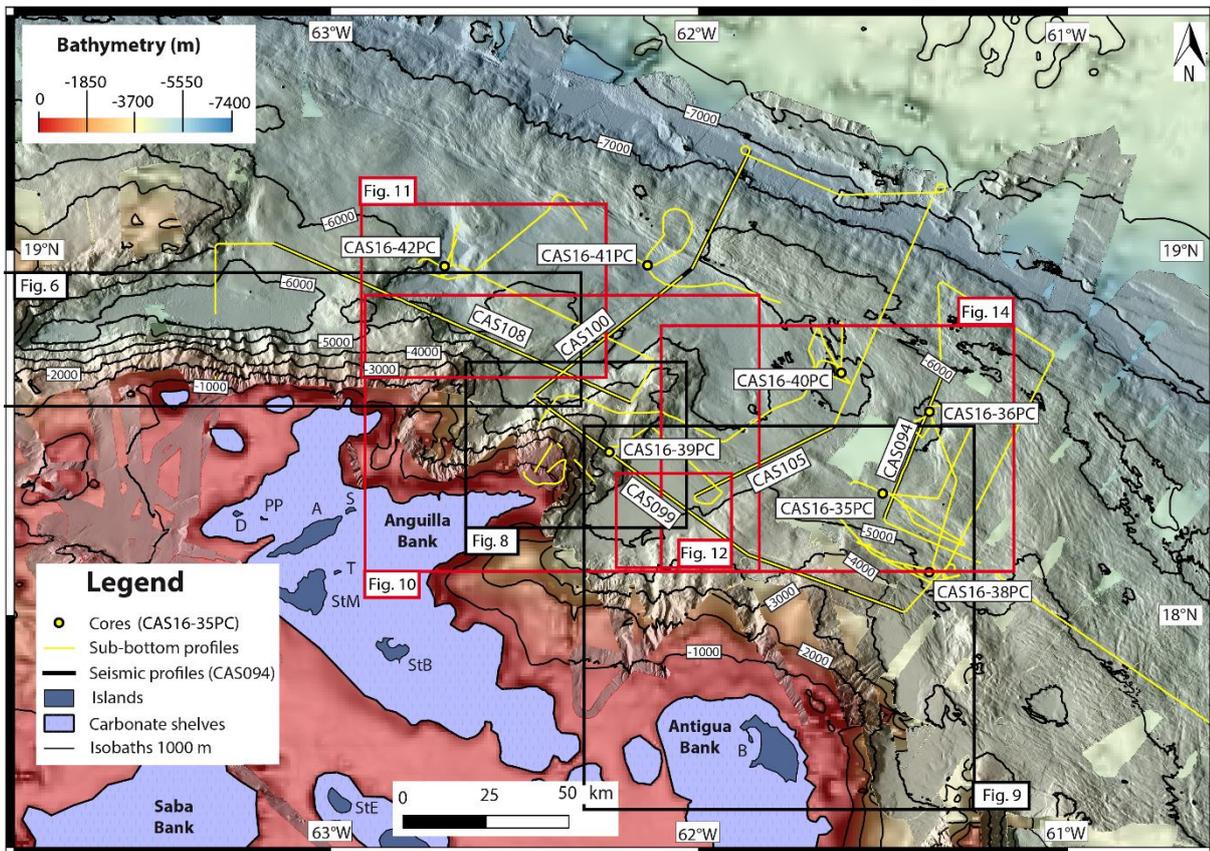


Figure 2. Data from ANTITHESIS (2013-2016) and CASEIS (2016) cruises in the NLAS. Black lines represent the five seismic profiles: CAS108 (Fig. 7A), CAS099 (Fig. 7B), CAS094 (Fig. 15A), CAS105 (Fig. 15B). Yellow lines represent sub-bottom profiles and yellow circles locate sediment cores from CASEIS. Black boxes locate figures illustrating the insular slope: Fig. 6, Fig. 8 and Fig. 9. The red boxes locate figures illustrating the forearc basin: Fig. 10, Fig. 11, Fig. 12 and Fig. 13. A: Anguilla, B: Barbuda, D: Dog Island, PP: Prickly Pear, S: Scrub Island, StB: St-Barthélemy, StE: St-Eustache, StM: St-Martin, T: Tintamarre.

2. GEOLOGICAL SETTING

2.1. Geodynamics of the Lesser Antilles

The Lesser Antilles volcanic arc results from the subduction of upper Cretaceous oceanic lithosphere (~100 Ma, Stein et al., 1982; Stéphan et al., 1990), part of North and South American plates, beneath the Caribbean plate (Fig. 1). At Present a convergence rate of ~20 mm/year in a ~N254° direction is measured (De Mets et al., 2000; Symithe et al., 2015). Devastating historical earthquakes have occurred in this region, such as the 1839 Martinique, 1843 Guadeloupe and 1867 Virgin Islands earthquakes with documented intensities of IX (Robson 1964, Zahibo et al., 2003), their source and magnitude being debated, ranging between 7.5 and 8.5 (Bernard and Lambert, 1988; Zahibo et al.,

2003; Feuillet et al., 2011).

The Lesser Antilles Arc formed during two main periods: A) From Eocene to early (Bouysse and Guennoc, 1983) or middle Miocene (Legendre et al., 2018), forming the primary arc: Dog island to Grande-Terre of Guadeloupe and St. Lucie to Grenade. The subduction of non-buoyant ridges Tiburon (middle to late Miocene; Pichot et al., 2012) and Barracuda (Pleistocene; Pichot et al., 2012) caused a slight transverse shift of the volcanic front (Bouysse and Westercamp, 1990) and resulted in a morphological segmentation of the forearc. B) During late Miocene (Bouysse and Westercamp, 1990) volcanism migrated southwestward and formed islands from the inner and active arc called “Volcanic Caribbees”, including Saba to Dominique and Guadeloupe to Grenade.

The geodynamic context is further complicated by the northward increasing obliquity of the subduction (from 49° to the east of St Martin to 75° northeast to Virgin Islands) which is partially accommodated by sinistral strike-slip deformation in the Anegada Passage (Laurencin et al., 2017) and by the Bunce fault system (Laurencin et al., 2019). This northward increasing obliquity also induces a change in the slab geometry. The slab is deeper beneath the Anguilla-Barbuda segment and shallower beneath the Anguilla-Virgin Islands segment (Laurencin et al., 2018).

2.2. The Northern Lesser Antilles Segment (NLAS)

The Northern Lesser Antilles Segment is limited in the North-West by the Anegada Passage (Jany et al., 1990), which separates the Lesser Antilles from the Greater Antilles (Christman, 1953). The Anegada Passage extends eastward to the accretionary wedge through a continuous set of en-échelon strike-slip faults, pull-apart basins and restraining bends (Laurencin et al., 2017). At its eastern limit, the Passage connects to the Bunce Fault, that extends from Puerto Rico (ten Brink et al., 2004) to 18.5°N, offshore off Barbuda (Laurencin et al., 2019). The authors show that the sinistral strike-slip Bunce Fault, bounds landward the accretionary prism, which moves northwestward as an internally-deformed sedimentary sliver.

In the NLAS, the seafloor morphology presents a steep insular slope (Bouysse and Guennoc, 1983) and a succession of arc-perpendicular spurs (Barbuda, Tintamarre, Anguilla, Malliwana) and valleys (Anguilla, St-Barthélémy) bounded by NE-SW normal faults (Feuillet et al., 2002). The volcanic basement is overlain by shallow reefal platforms (Fig. 3) such as the Antigua Bank (AntB) or the Anguilla Bank (AngB), which include a few islands probably connected in the past when the sea level was lower (Christman, 1953). Although these banks are carbonatic, they are not protected by shelf-edge barriers and the islands present undeveloped coral barriers. The NLAS is similar to the “rough area” defined by Seibert et al. (subm.) northward from the Desirade normal fault with wide carbonate platforms, straight canyons incising a steep insular slope and deep basins.

2.3. Climate and sedimentation

The Lesser Antilles are located between 10°N and 20°N, in the tropical climate zone. The Lesser Antilles are exposed to large storms and tropical hurricanes, mostly between June and November (Saunders et al., 2017), the last strong one occurring in September 2017 AD (called Irma but renamed Idalia), which devastated the islands of Anguilla, Barbuda, St Barthélemy, St Martin and the Virgin Islands. In the NLAS, the main orientation of hurricanes is ESE-WNW (Richardson, 2005), similarly to the subsurface submarine currents (mainly SE-NW, Fig. 3). According to Malaizé et al. (2011), periods of severe droughts and hurricanes alternated with periods of more uniform climate over the last 3700 years. These variations are linked to the migration of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) combined with changes in the trajectory of cyclones (Bertran et al., 2004).

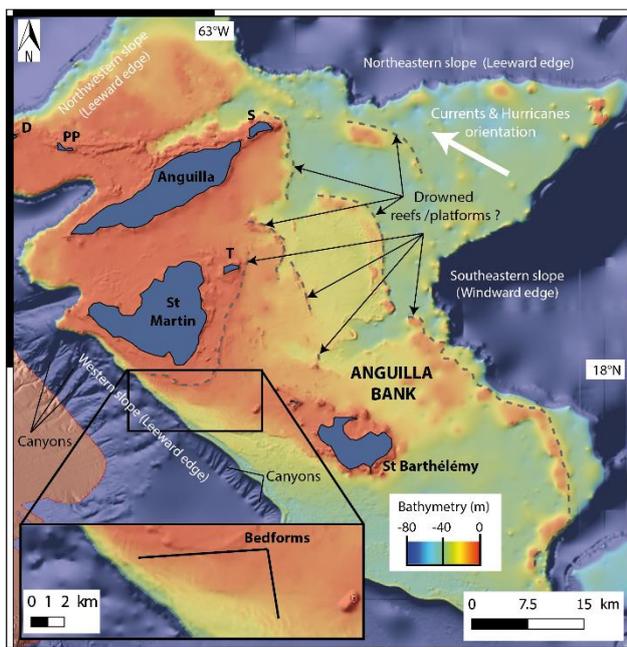


Figure 3. Illustration of the Anguilla Bank with shallow-water bathymetry from the SHOM (2018). Dark dashed line indicate subsided reefs or platforms. The white arrow represent the main direction of currents and hurricanes. D: Dog island, PP: Prickly Pear, S: Scrub Island, T: Tintamarre.

Pelagic carbonate, redeposited shallow-water carbonates, volcanoclastic silt and clay (including ashfall), represent the major components of deep-water sedimentation in the Lesser Antilles (Read et al., 1996). Eolian dust from Africa represents an additional minor component. In the northern segment, sediment accumulation rates are relatively constant between glacial and interglacial periods (Read et al., 1996), but vary significantly between the forearc (1 to 3 cm/kyr, Read et al., 1996) and the arc-platform (≥ 9 cm/kyr, Read et al., 1996). Turbidity currents from the Orinoco delta flow through the Lesser Antilles trench and through the Vidal deep sea channel bypassing Tiburon and Barracuda ridges and reaching the Puerto Rico trench (Deville et al., 2015). Finally, pyroclastic debris flow deposits are abundant west of the active arc, contrary to ash-fall layers transported by wind and ocean currents to the Atlantic east of the arc (Sigurdsson et al., 1980), implying uncommon or old volcanoclastic deposits in the northern segment.

3. DATA AND METHODS

This study is based on the analysis of geophysical data and sediment cores acquired during the cruises ANTITHESIS 1 (Marcaillou and Klingelhoefer, 2013), ANTITHESIS 3 (Marcaillou and Klingelhoefer, 2016) and CASEIS (Feuillet, 2016). During the CASEIS cruise, geophysical data (backscatter, bathymetry, sub-bottom seismic profiles) and piston cores along the forearc and accretionary prism were collected (Fig. 2).

Multibeam data include Reson 7150 multibeam echo sounder (MBS; 12 ou 24 kHz) and 7111 MBS (100 kHz) for bathymetry and backscatter acquired onboard the *R/V Pourquoi Pas?* complemented with Kongsberg-EM122 multibeam sounder bathymetry and backscatter data (from *R/V L'Atalante*). The horizontal resolution is 0.5x0.5° for 24 kHz (corresponding to ~25 m at about 3000m deep and ~44 m at about 5000 m deep) and 1x1° for 12 kHz (corresponding to ~50 m at about 3000 m deep and ~85 m at about 5000 m deep). Bathymetry on the Anguilla Bank origins from the HOMONIM project (SHOM, 2018).

Multibeam bathymetry data were processed by GENAVIR. Bathymetric grids were produced using the CARAIBES (version 5.0) and GLOBE softwares (Laurencin, 2017). The grid size of the bathymetry is about 20 m for high frequency/shallow-water data and 50 to 100 m for low frequency/deep-sea data. All descriptions and interpretations resulting in a bathymetric map (Fig. 4) were made from the available data even if some areas were incomplete due to the lack of survey coverage (e.g.: the outer arc or the insular slope).

Backscatter mosaics were also produced using the IFREMER CARAIBES and SONARSCOPE software. The grid size of backscatter mosaics is 50 m (for the 24 kHz mode) in the study area. Backscatter data show the proportion of energy reflected back from the seafloor and therefore are useful to identify the nature and detailed morphology of the seafloor, and thus are a key in reconstructing sedimentary sources and pathways.

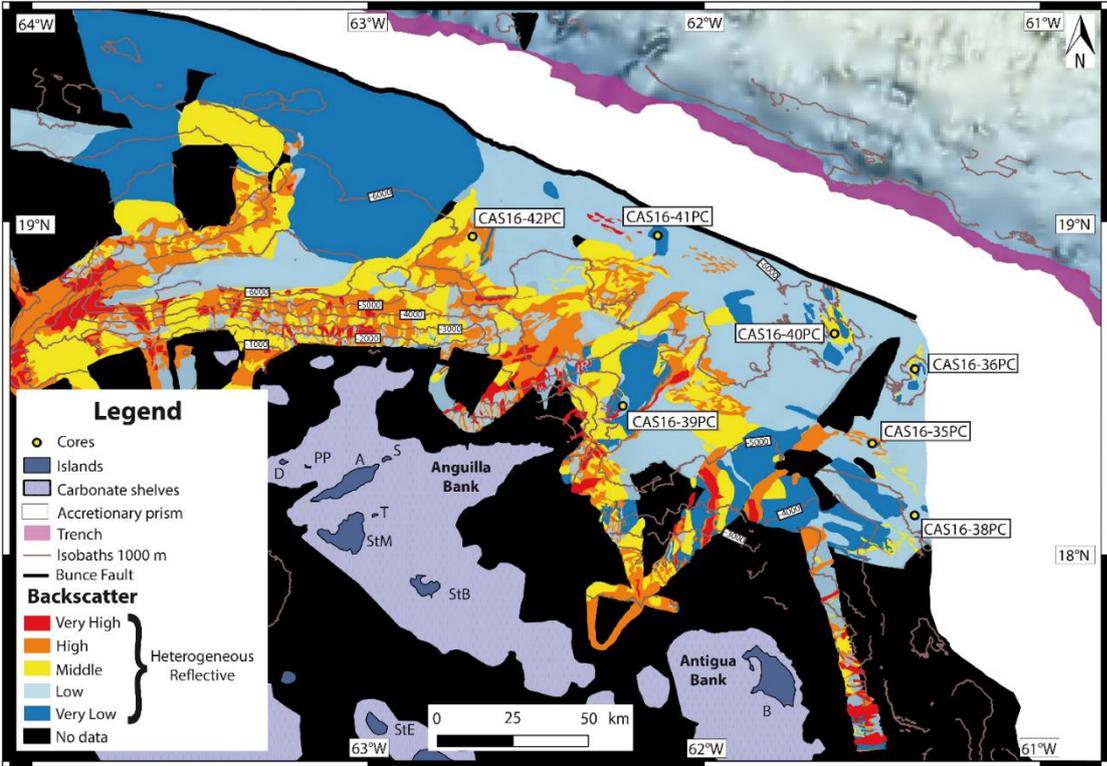
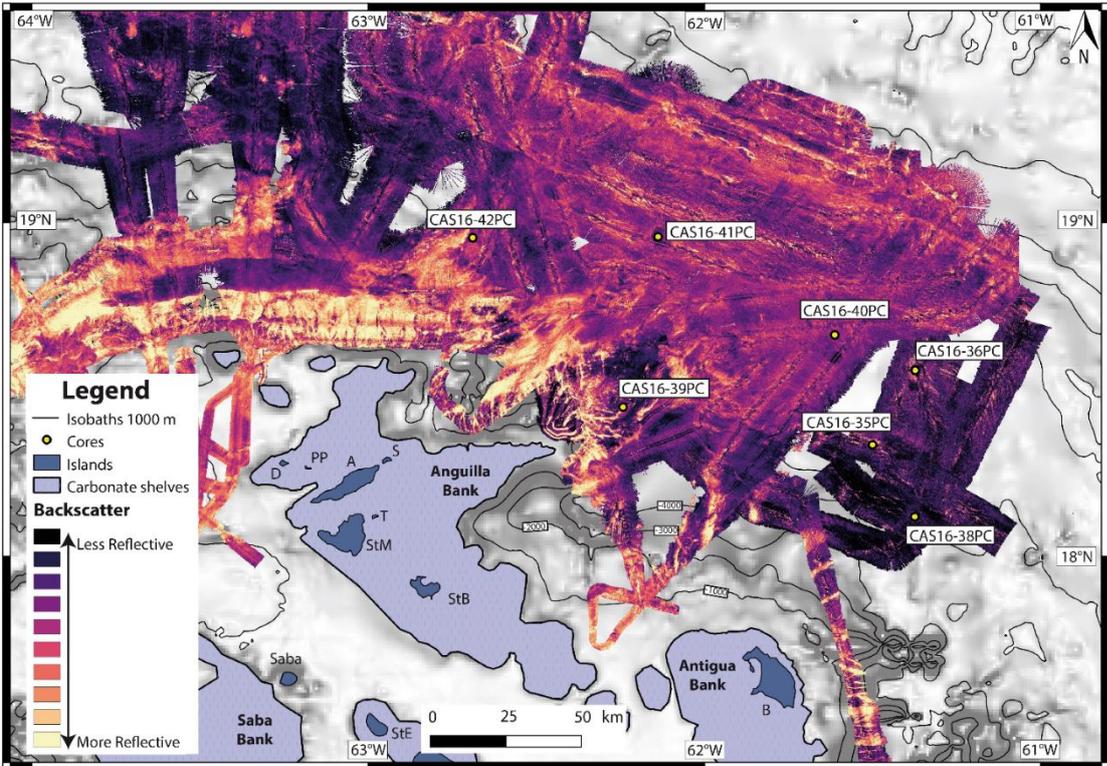


Figure 4. Backscatter map: A) Data (color scale plasma, less reflective backscatter is dark shade, more reflective backscatter is light shade). B) Interpretation. Five echo-facies: a) Very High Heterogeneous Reflective (in red), b) High Heterogeneous Reflective (in orange), c) Middle Heterogeneous Reflective (in yellow), d) Low Heterogeneous Reflective (in blue), e) Very Low Heterogeneous Reflective (in dark blue).

Sub-bottom profiles were acquired with a hull-mounted source of 2.8-5.1 kHz and were processed with the SUBOP software. Forty-two multichannel seismic reflection profiles (48-traces) were acquired at a speed of 10 knots using a solid streamer with a shot interval of 50 m. Two GI guns were used as sources and cover frequencies between 50 and 150 Hz.

Seven sediment piston cores (PC) were collected in the fore-arc basin of the NLAS using a Calypso piston corer in water depths between 4600 and 7000 m (Tab. 1).

Sediment Cores	Latitude (N)	Longitude (W)	Water depth (m)	Length (m)	Type of basin	Location
CAS16-35PC	18°20.043'	61°30.034'	5813	21.42	Base of slope	Offshore Barbuda
CAS16-36PC	18°33.456'	61°22.419'	6100	28.6	Hadal basin	Close to Bunce Fault
CAS16-38PC	18°07.127'	61°22.475'	5145	11.4	Small foot slope basin	In front of Barbuda
CAS16-39PC	18°26.821'	62°14.553'	4681	18.54	Confined slope basin	Tintamarre spur
CAS16-40PC	18°39.814'	61°36.773'	6119	26.41	Hadal basin	Close to Bunce Fault
CAS16-41PC	18°57.460'	62°08.319'	6727	25.02	Hadal basin	Close to Bunce Fault
CAS16-42PC	18°57.294'	62°41.375'	6898	28.2	Hadal basin	Malliwana basin

Table 1. List and main informations on sediment cores.

All cores were opened and described onboard, then physical parameters were measured with Geotek Multi Sensor Core Logger (MSCL): magnetic susceptibility (MS), P-wave velocity (Vp) and gamma density. On land, X-ray images were obtained with the Geotek CT-Scan of IFREMER. This study focuses on sedimentary facies characterization of the cores based on lithology (description, photo, X-ray images), physical properties (mainly MS and Vp) and microscopic content of the sediment (foraminifera, lithoclasts). The Vp record is incomplete in CAS16-40PC and is absent in CAS16-39PC. Despite a generally good behavior of the piston corer during sampling operations confined by CINEMA software (Woerther and Ferrant, 2016), some sandy levels are not considered as turbidites and are interpreted as injected sand due to the coring.

4. RESULTS & INTERPRETATIONS

4.1. Morphology of the Northern Lesser Antilles Arc (NLAS)

The bathymetric map of the NLAS can be divided into five physiographic domains: (1) the outer arc, (2) the insular slope, (3) the forearc, (4) the accretionary prism and (5) the trench. The seafloor backscatter map (Fig. 4A) is divided in five echo-facies: [a] very high heterogeneous reflective (red), [b] high heterogeneous reflective (orange), [c] middle heterogeneous reflective (yellow), [d] low heterogeneous reflective (blue) and [e] very low heterogeneous reflective (dark blue), (Fig. 4B).

Highly reflective zones (light tones in Fig. 4A, yellow areas in Fig. 4B) are generally interpreted as active sediment transfer areas (Counts et al., 2018) such as canyons, gullies or valleys where deposits are coarser, or alternately the seafloor is harder, such as along scarps. Low reflective zones (dark tones in Fig. 4A, purple in Fig. 4B) are generally interpreted as inactive areas (Counts et al., 2018) or areas of fine-grained sediment accumulation.

4.1.1. The outer arc and carbonate platforms

The outer arc (Fig. 5) consists of wide carbonate shelves from the old inactive arc. The Miocene to Holocene Anguilla Bank (Legendre et al., 2018) is the largest carbonate shelf with an area of about 4660 km² (Christman, 1953), a length of 110 km and a mean width of 40 km reaching locally 90 km. It includes three main islands: Anguilla (A), Saint-Martin (StM) and Saint-Barthélemy (StB), and a few small islands: Tintamarre (T), Dog Island (D), Scrub Island (S) and Prickly Pear (PP).

The second largest carbonate shelf is Antigua Bank, with an area of about 3800 km², a length of about 90 km and a mean width of about 45 km. It includes two main islands: Antigua and Barbuda (B). 10-100-m-deep smaller Crocus (~ 36 km²), Malliwana (~ 13 km²) and Sombrero (~ 32 km²) platforms (CP, MP and SP respectively) are located in the 200-to-700-m-deep Anguilla Depression (AD, Fig. 5).

Shallow ~2m-high and ~400m-long bedforms edified by submarine current confirm the SE-NW trend of the currents (Fig. 3). These bedforms end at the shelf-edge and seems connected with NE-SW canyons incising the western slope of the Anguilla Bank. Evidences of drowned ancient reefs or platforms can also be highlighted on the Anguilla Bank (Fig. 3), suggesting an important influence of eustatism on sediment transfer from the shelves to the forearc basin. Other processes can influence the formation of drowned reefs such as local tectonics or plate-scale subduction processes such as southwards in the Les Saintes reef plateau (Leclerc et al., 2014). To the west, the 800-m deep Kalinago Depression (KD, Bouysse and Guennoc, 1983) or Kalinago Basin (Legendre et al., 2018) separates the NLAS from the inner and active arc. The Kalinago Depression is generally highlighted by low amplitude backscatter (Fig. 4A), representing a low reflective zone (echo-facies [d], Fig. 4B), interpreted as low

energy zone with reduced sediment transfer.

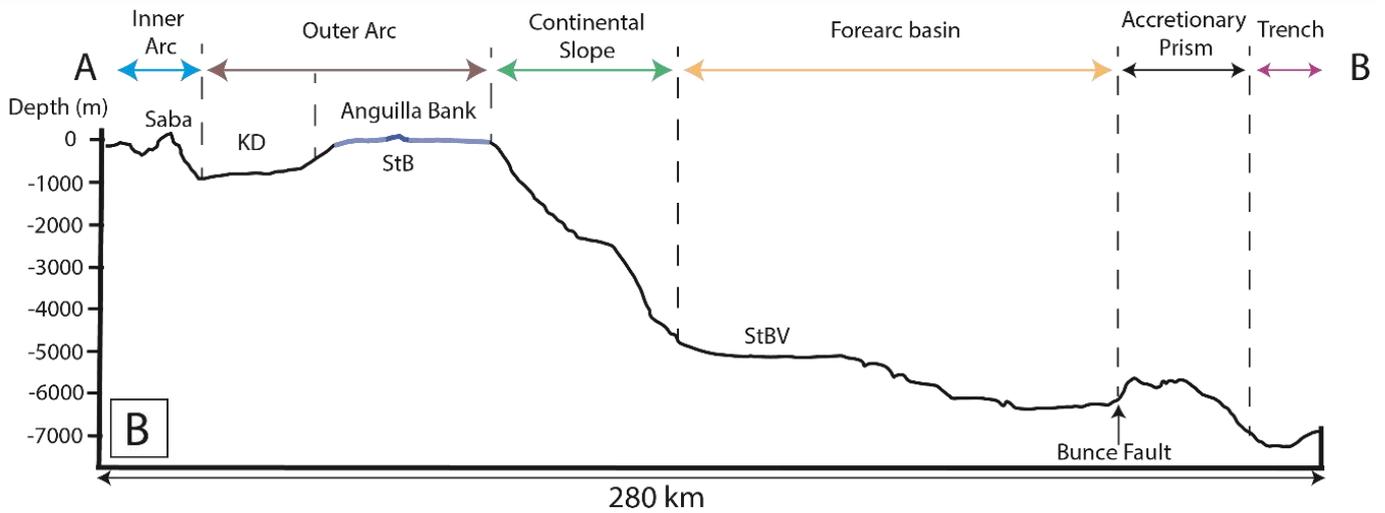
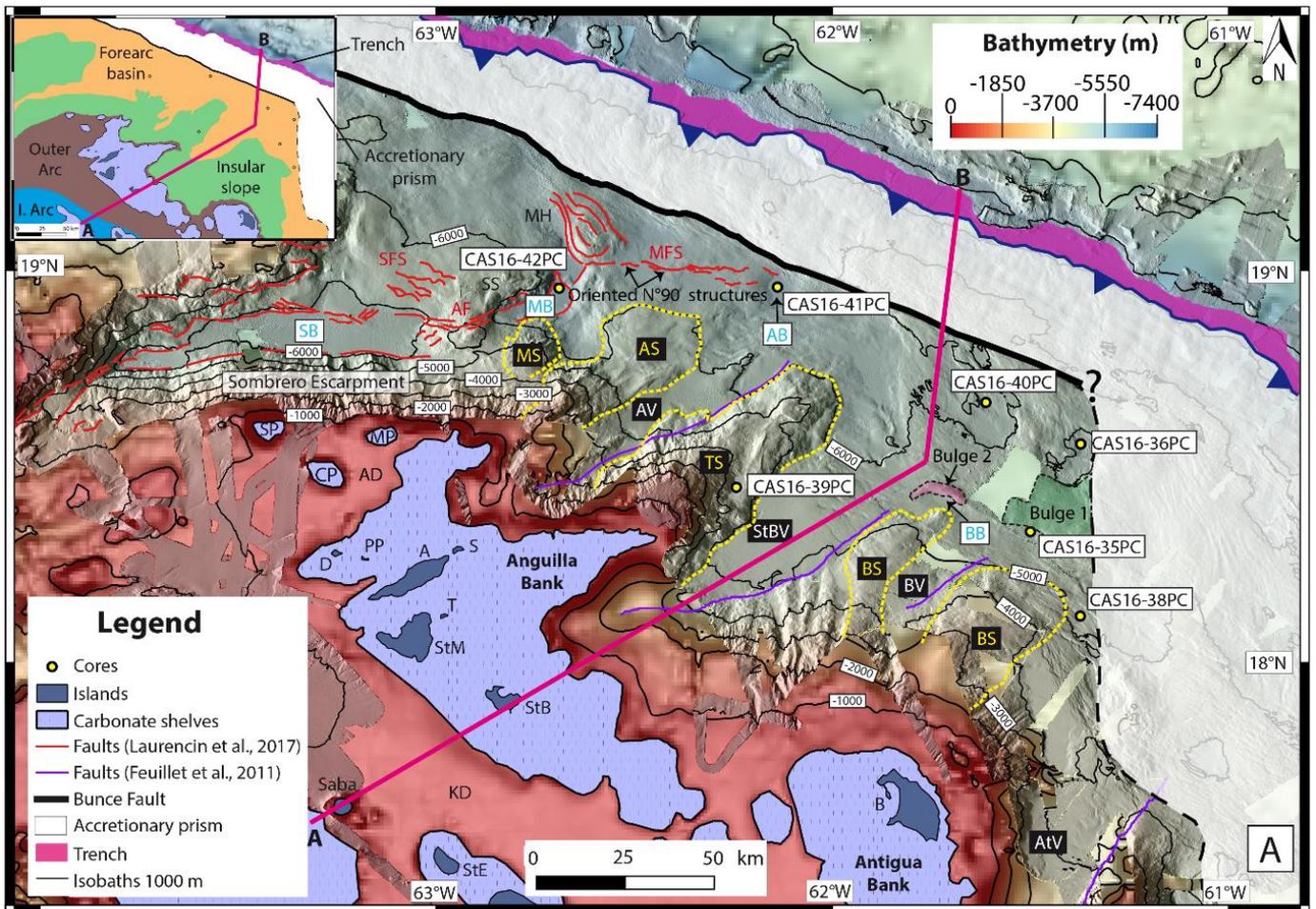


Figure 5. A) Morpho-bathymetric map of the NLAS. The cross section AB is represented in pink in the main map and in the reduced map, it refers to Figure 5B). Red faults demarcate the Anegada Passage Eastern Segment, red abbreviations represent faults systems. Yellow dots and yellow abbreviations indicate the four main spurs. Blue abbreviations indicate deep basins. White abbreviations represent valleys. Bulge 1 is in green, Bulge 2 is in pink. A: Anguilla, AB: Anguilla Basin, AD: Anguilla Depression, AF: Anguilla Faults, AS: Anguilla Spur, AV: Anguilla Valley, AtV: Antigua Valley, B: Barbuda, BB: Barbuda Basin; BS: Barbuda Spur, BV: Barbuda Valley, CP: Crocus Platform, KD: Kalinago Depression, MB: Malliwana Basin, MFS: Malliwana Faults System, MH: Malliwana Hill, MP: Malliwana Platform, MS: Malliwana Spur, PP: Prickly Pear, StB: St-Barthélémy, StBV: St-Barthélémy Valley, StE: St-Eustache, StM: St-Martin, S: Scrub Island, SB: Sombrero Basin, SFS: Sombrero Faults System, SP: Sombrero Platform, SS: Sombrero Saddle, T: Tintamarre, TS: Tintamarre Spur. B) Section AB. Colors of the main domains double arrows are the same than in the insert map in Figure 5A).

4.1.2. The insular slopes

-Northern slopes

The insular slope (Fig. 5) is generally steep (Christman, 1953; Bouysse et Guennoc, 1983). The Sombrero Escarpment (Fig. 6) is oriented E-W with an average slope angle of 14.7° from 0 to 6000 m depth. This volcanic slope is incised by numerous short (15-20-km long, up to 38 km for the canyon 3, Fig. 6), generally linear and S-N oriented canyons (Fig. 6) reaching the Sombrero Basin (SB) which is 86 km-long, 8km wide and has an area of about 905 km².

The Sombrero Basin is characterised by a less reflective seafloor (echo-facies [d], Fig. 4B), suggesting the accumulation of fine-grained sediment and probably less sediment transfer in the Sombrero Escarpment. The high reflectivity is thus probably related to the seafloor roughness of the volcanic escarpment. Most of the canyons seem slope-confined and no connection with feeding channels in the Anguilla Depression can be observed. The shortest canyons are 30 m deep while the longest incise up to 600 m. Canyon 1 is a single and meandering canyon presenting a continuous slope (Fig. 6). Canyon 2 is linear and merges with at least two S-N canyons between 2000 and 4100 mbsl (Fig. 6). The winding canyon 3 is the longest canyon (38 km), merging with three S-N linear canyons between 5000 and 6000 mbsl. Canyons are highlighted by more reflective seafloor (Fig. 4A), from very high to medium reflective (echo-facies [a] to [c], Fig. 4B). The canyons are separated by high interfluvial areas (up to 1000-m high) highlighted by low reflective seafloor (Fig. 4A), or by low to medium reflective (echo-facies [d] and [c],

Fig. 4B).

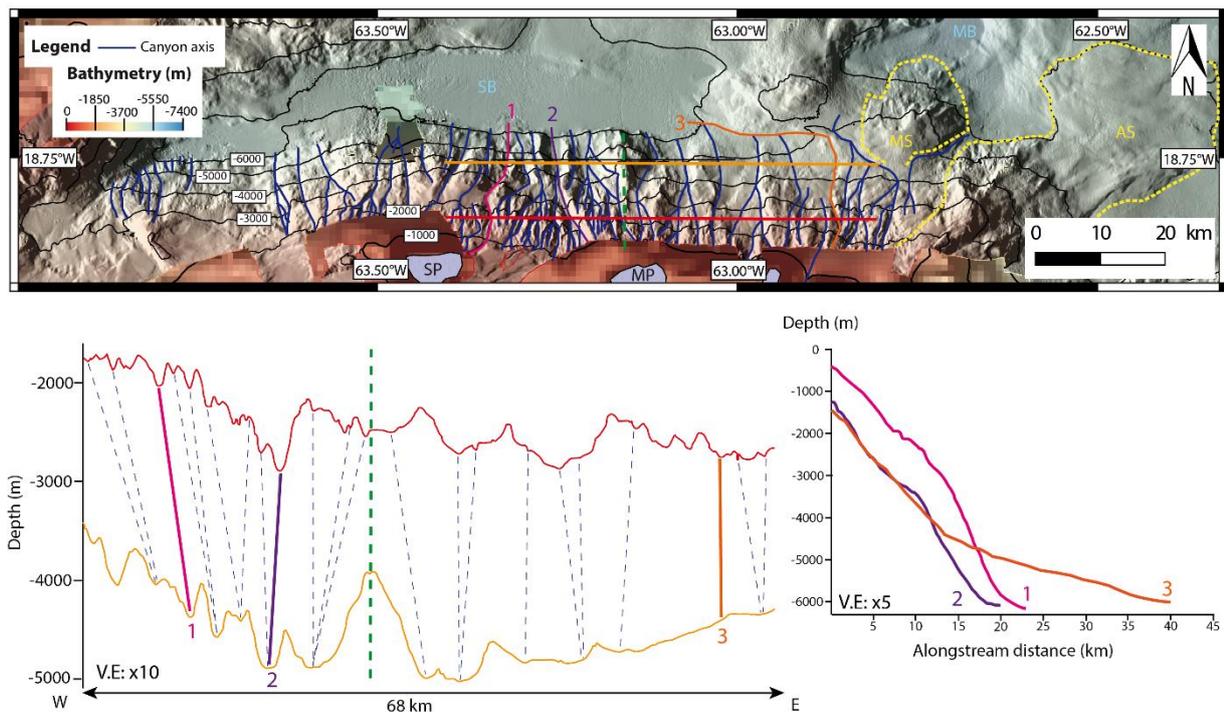


Figure 6. Zoom of the Sombrero Escarpment. Canyons axis are in dark blue. Yellow dots and yellow abbreviations indicate spurs. Blue abbreviations indicate deep basins. Two W-E cross sections highlight the canyons of the Sombrero Escarpment: the red cross section between 1700 and 2900 m and the orange cross section between 3500 and 5100 m. Blue dots follow canyons axis between the two cross sections. The green dotted indicates the highest sedimentary spur. Three canyons axis are highlighted: canyon 1 (in pink), canyon 2 (in purple) and canyon 3 (in orange). AS: Anguilla Spur, MB: Malliwana Basin, MP: Malliwana Platform, MS: Malliwana Spur, SB: Sombrero Basin, SP: Sombrero Platform

The northeastern slope of Anguilla Bank (Fig. 3) is oriented NE-SW and has an average slope angle of 7.7° from 100 to 5000 m depth. This slope appears incised by several canyons highlighted by more reflective seafloor (Fig. 4A) from high to very high reflective (echo-facies [b] and [a], Fig. 4B) presenting along stream pattern, suggesting an area with active sediment transfer. The northeastern slope of the Anguilla Bank is partially imaged by the seismic profile CAS108 (Fig. 7A).

Two main acoustic facies can be identified along four seismic profiles: [α] a chaotic facies, that we interpret as the acoustic basement; and [δ] reflective facies with continuous reflections corresponding to stratified sedimentary deposits. In the latter facies, reflectors are often discontinued numerous faults, and their amplitude is locally weakened by the presence of fluids (Fig. 7B).

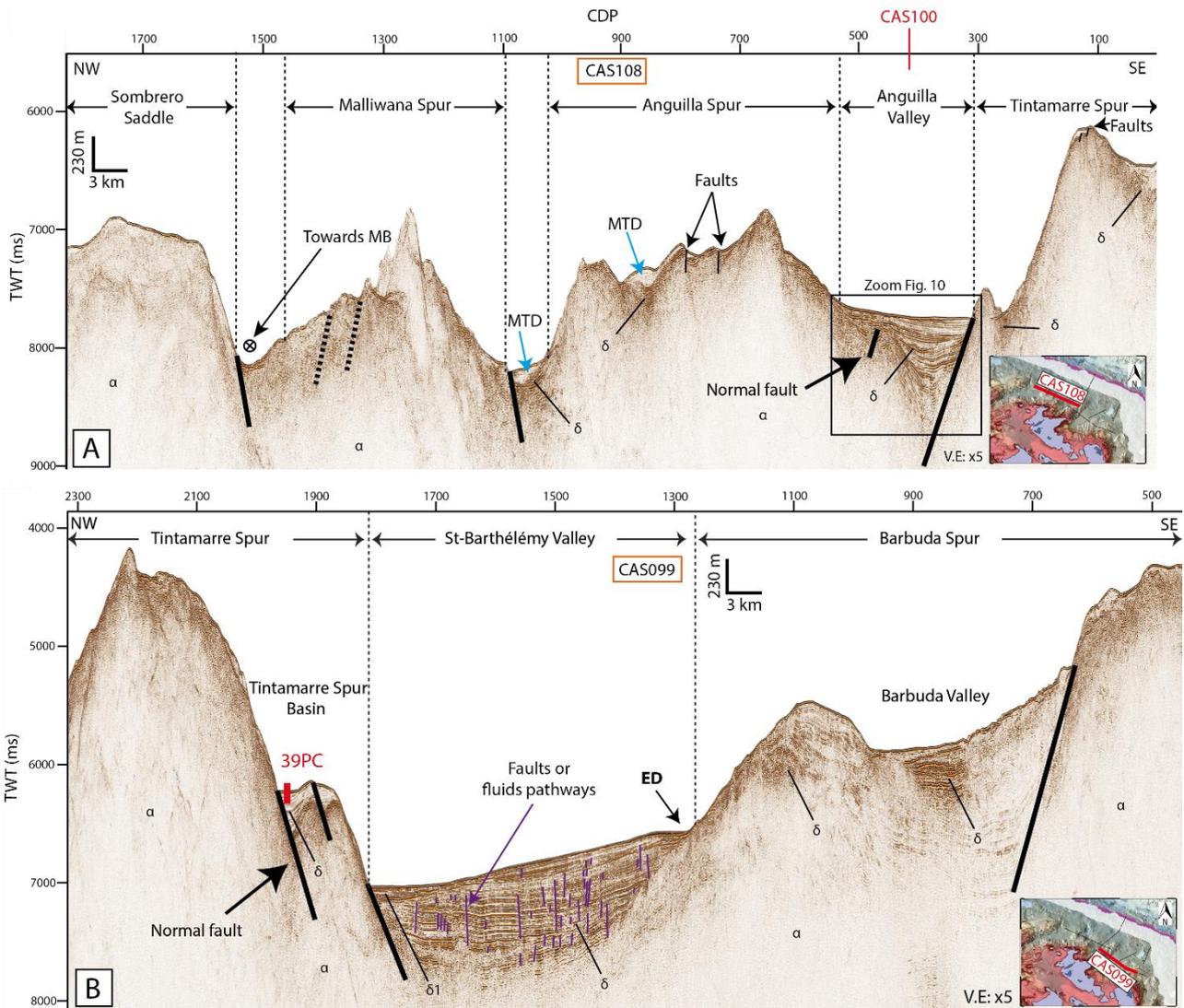


Figure 7. Seismic profiles: A) CAS108, MTD are in blue, uncertain faults are in dashed black, faults within the spurs are represented by thin black lines. The black box locate a zoom reporting to Figure 10; B) CAS099, sediment core CAS16-39PC is located in red in the Tintamarre Spur Basin, ED: Erosional Depression. Normal faults are represented by a dark thick line, fault or fluids pathways are in purple. Acoustic facies in the seismic profiles: [α] chaotic unit (acoustic basement) and [δ] unit with evidences of numerous and stratified reflectors (basins, valleys). Red lines in the insert maps indicate the position of the seismic profiles. The vertical exaggeration (V.E) is x5 for the two seismic profiles.

In line CAS108 (Fig. 7A), chaotic units surrounded are interpreted as Mass Transport Deposits (MTD) identified in the Malliwana Spur (MS) or in the Anguilla Spur (AS). The Malliwana Spur represents an area of about 150 km², while the Anguilla Spur covers an area of at least 900 km² and includes two

sectors: a steep sector (~350 km²) from 2000 to 5000 m water depth, and an extended and wide sector (~550 km²) from 5000 to 6000 m water depth. The two spurs are highlighted by a wide range of backscatter values (Fig. 4A), from low to high reflective (echo-facies [d] to [b], Fig. 4B), interpreted as spurs with active sediment erosion or sediment transfer adjacent to areas of sediment accumulation.

- *Tintamarre Spur*

The Tintamarre Spur (TS) is a SW-NE structure extending from 1000 to 6000 mbsl water depth over an area of at least 2000 km². It is located along the eastward extension of the Anguilla Bank. The Tintamarre Spur is incised by numerous canyons and gullies (Fig. 8). Most canyon heads are located between 1200 and 1600 mbsl, reaching a deep terrace (Paleo-platform 2, Fig. 8) but some are connected with gullies to a shallower (~700 mbsl) terrace (Paleo-platform 1, Fig. 8)

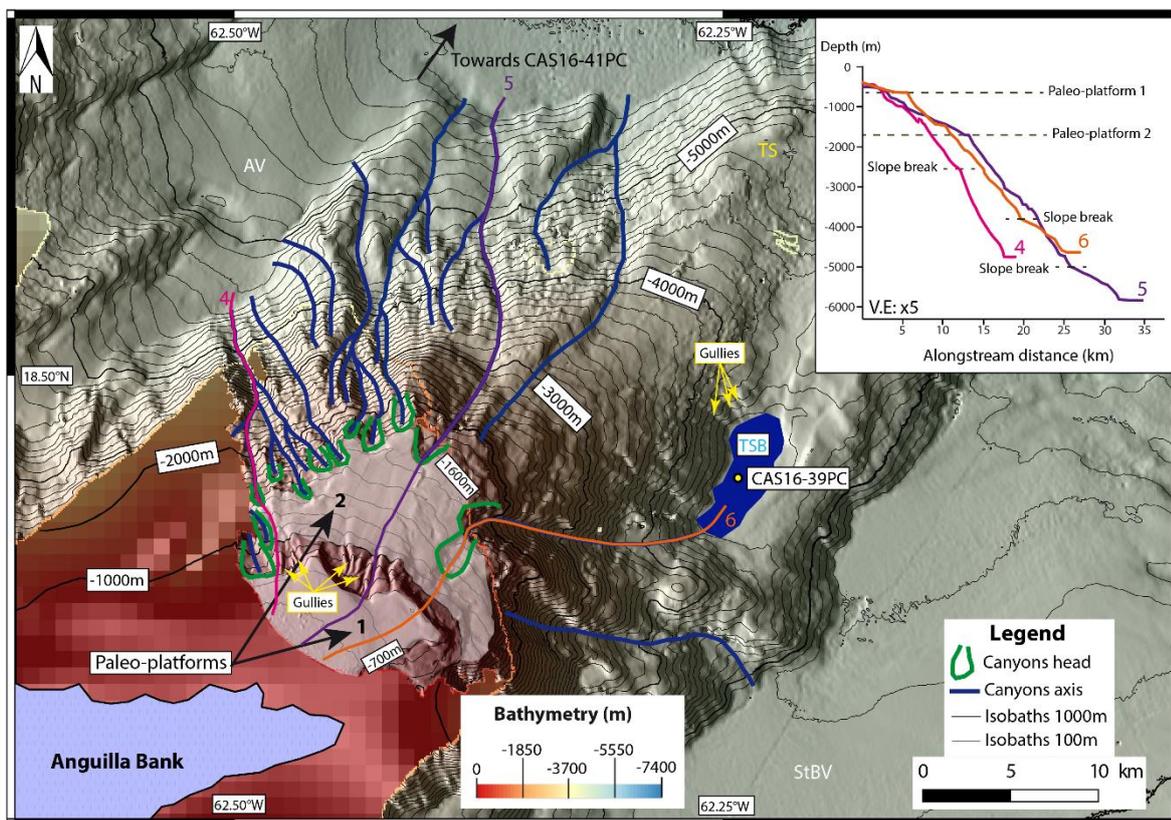


Figure 8. Zoom of the Tintamarre Spur. The Tintamarre Spur Basin is in dark blue, CAS16-39PC is located by the yellow circle and the paleo-platforms are in transparent white. Canyons heads are delimited in green, canyons axis are in dark blue and gullies are indicated by yellow arrows. Blue abbreviations indicate deep basins. White abbreviations represent valleys. Blue dots follow canyons axis between the two cross sections. Three axis are highlighted: canyon 4 (in pink), canyon 5 (in purple) and canyon 6 (in orange). AV: Anguilla Valley, StBV: St-Barthélemy Valley, TS: Tintamarre Spur.

From 1000 to 4000 mbsl and in the northern part of the Tintamarre Spur, short (10 to 18 km long), S-N oriented canyons and/or gullies pour out in the Anguilla Valley (AV). Canyons within the lines 4 and 5 are fed by the two paleo-platforms via gullies while the canyon 6 seems to be fed only by the paleo-platform 2 due to the absence of gullies upstream on the paleo-platform 1. The northern part of the Tintamarre Spur shows higher reflectivity (Fig. 4A) from medium to very high reflective (echo-facies [c] to [a], Fig. 4B), implying active sedimentary transfer. From 4000 to 6000 mbsl water depth and in the northeastern part of the Tintamarre Spur, no canyons can be identified. This area is highlighted by a less reflective seafloor (Fig. 4A) than the upper part (echo-facies [c] to [e], Fig. 4B). In the southeastern part of the Tintamarre Spur and at 4680 m depth, a small slope basin (area of about 15 km²) called Tintamarre Spur Basin (TSB) can be identified. This basin is confined by its flanks height and is fed by gullies and a winding canyon included in the line 6 (Fig. 8). The average slope of this canyon 6 is high between 1700 and 3800 mbsl (14.5°), and decreases at about 3900 mbsl, from 4100 to 4600 mbsl (11.9°).

The southeastern slope of the Anguilla Bank (oriented NW-SE, Fig. 3) is not imaged but the shape of the 1000-m isobaths and some semi-circular structures in the Anguilla Bank interpreted as canyon heads, suggest the existence of SW-NE oriented canyons reaching the St-Barthélémy Valley (StBV). The angle of this slope is 5.5° from 100 to 5000 mbsl.

- Barbuda Spur and Valley

The northern slope of the Antigua Bank (Fig. 9) is composed by a major SW- NE spur called Barbuda Spur (BS) separated in two by the thousand-meter deep Barbuda Valley (BV) (Fig. 7B). The two parts of the spur have an area of at least 670 km² for the northwestern one and at least 1070 km² for the southeastern one. They are characterised by a low reflective seafloor (Fig. 4A), from very low to low reflective (echo-facies [e] and [d], Fig. 4B). With an average slope of 5.7° from 120 to 5000 m depth, the SW-NE northern slope of Antigua Bank is also incised by four main winding and S-N oriented canyons, over 30 km-long, 3 km-wide and ~500 m-deep. As in the Sombrero Escarpment, many canyons merge between 2500 and 3500 mbsl. Canyons are either slope-confined or fed at their head by gullies that may connect upwards to the Antigua Bank. These gullies appear connected to passes in the reefs of Barbuda (yellow dashed arrows, Towards gullies, Fig. 9). The 50-km-long canyon illustrated by the line 7 (Fig. 9) is 400 m deep while the three other canyons are between 50 and 300 m deep. These four canyons have a “V-shape” between 2000 and 3000 mbsl as illustrated by the red cross-section (Fig. 9) and incise up to 500 m, while those presenting a “U-shape”, are wider and incise less deep (max. 100 m) 4000 and 5000 mbsl (orange cross-section, Fig. 9).

The Barbuda Valley has a depth of about 4600 mbsl and is highlighted by more reflective seafloor than the two other spurs (Fig. 4A) from medium to very high reflective (echo-facies [c] to [a], Fig. 4B). The Barbuda Valley is fed with sediment from the Antigua Bank through a main canyon (canyon 8) collecting sediment from several secondary canyons (Fig. 9). Between 2000 and 4000 mbsl, in the area where the canyons merge, the slope is quite steep ($\sim 7.4^\circ$) and softens ($\sim 2.2^\circ$) below 4000 mbsl (Fig. 9).

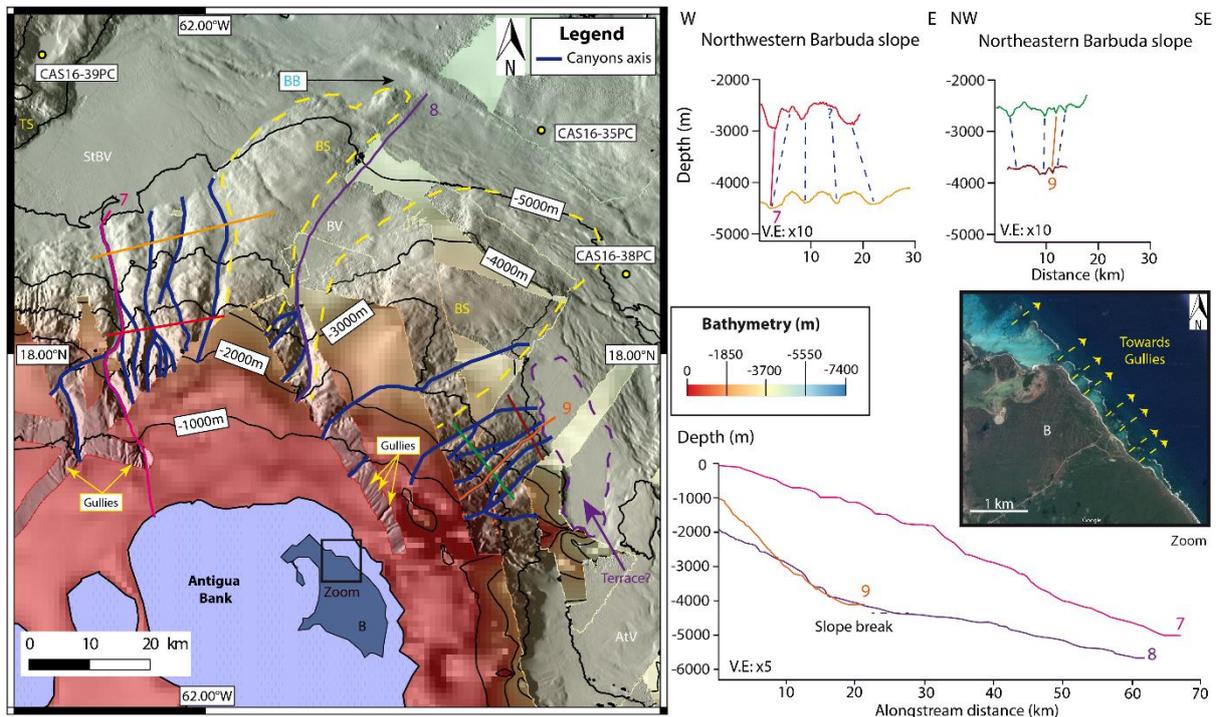


Figure 9. Zoom of the northern slope of the Antigua Bank. The zoom of Barbuda comes from Google Maps. Canyons axis are in dark blue and gullies are indicated by yellow arrows. Yellow dots and yellow abbreviations indicate the spur. Blue abbreviation indicate deep basin. White abbreviation represent valley. Four cross sections highlight the canyons of the northern slope of the Antigua Bank: the red cross section between 2500 and 3000 m, the orange cross section between 4300 and 4600 m, the green cross section between 2400 and 2900 m and the brown cross section between 3700 and 3900 m. Blue dots follow canyons axis between the two cross sections. Three axis are highlighted: canyon 7 (in pink), canyon 8 (in purple) and canyon 9 (in orange). BB: Barbuda Basin, BS: Barbuda Spur, BV: Barbuda Valley, StBV: St-Barthélemy Valley, TS: Tintamarre Spur.

With an average slope of 6.4° , the NNW-SSE Antigua northeastern slope is incised by numerous SW-NE oriented linear canyons also linked to gullies at the top of the slope (Fig. 9). With a length of at least 20 km, these narrow (<1 km width) canyons are 80 m deep between 2000 and 3000 mbsl (pink cross-section, Fig. 9) and 10 to 100 m deep between 3000 and 4000 mbsl (light pink cross-section, Fig. 9).

They pour out in a 4000 mbsl deep terrace that can be related to an extension of the Antigua Valley (AtV, Fig. 9). The canyon 9 is linear and presents an average slope of 10.1° between 1000 and 4000 mbsl.

4.1.3. The forearc

- Valleys

From the two sides of the Tintamarre Spur, two valleys are identified: the Anguilla Valley, delimited to NW by the Anguilla Spur and the St-Barthélémy Valley, delimited to SE by the Barbuda Spur. These two valleys, visible in the seismic lines CAS108 (Fig. 7A) and CAS099 (Fig. 7B) and illustrated by the acoustic facies [δ], are controlled by normal faults. From 5100 to 5350 mbsl, the Anguilla Valley is rather narrow (~10 km) with a wide range of reflectivity (Fig. 4A), from low reflective in the deeper part to very high reflective in the proximal part (echo-facies [d] to [a], Fig. 4B). Five units separated by four unconformities (Fig. 10) suggest several periods of activity of the Anguilla Valley. Units U1 and U3 share similarities, with an erosive depression at the foot of the slope (Fig. 10D). Truncated reflectors visible beneath the highly reflective features along stream (Figs. 10B and C) suggest energetic gravity flows with coarse material and distant transport coming from the Anguilla Bank (Transfer and Deposition Area, green dashed arrows, Fig. 10A). In the zoom A (Fig. 10B), the white dotted lines delimit a low reflective area suggesting that the coarser part of turbidity currents from the Tintamarre Spur settle at the foot of the slope while the fine grained part is deposited in the low reflective area (Deposition Area, blue dashed arrows, Fig. 10A).

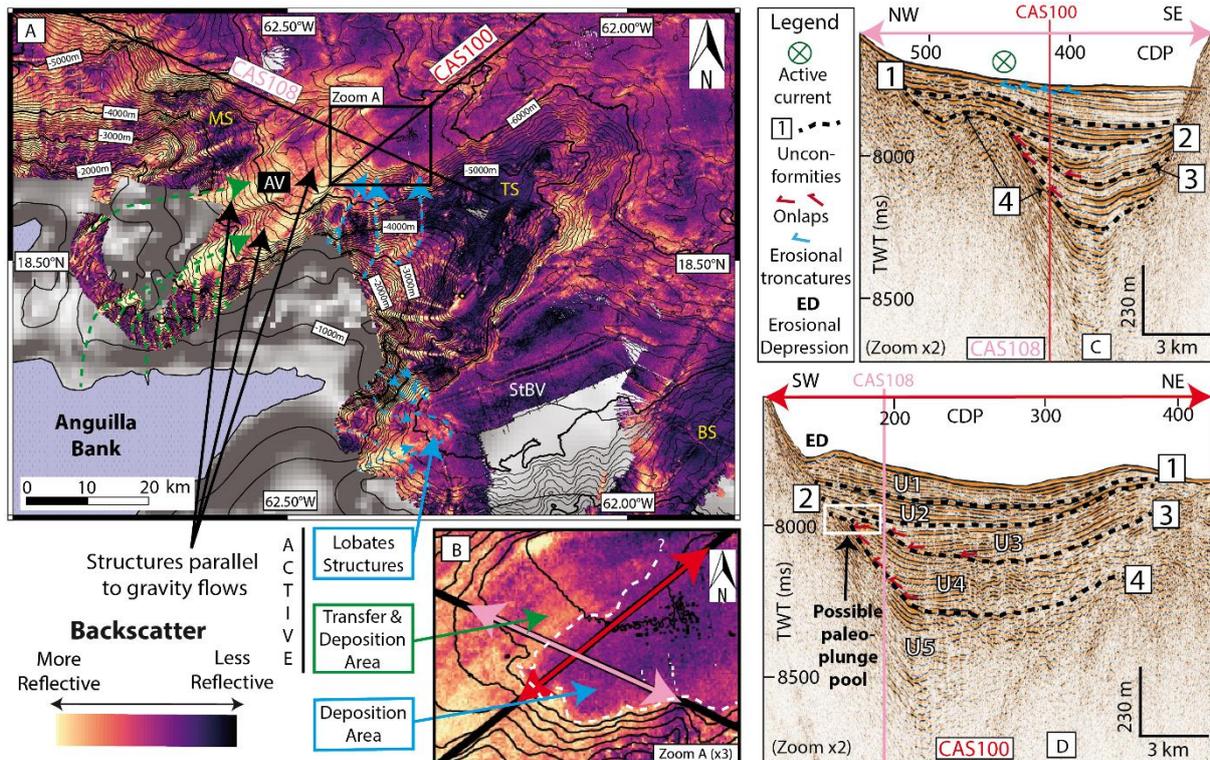


Figure 10: Zoom of the two main valleys. A) Interpreted backscatter map. Blue dashed arrows represent sediment transfer from the northeastern Anguilla Bank. Blue dots delimit lobate structures in the St-Barthélémy Valley. Green dashed arrows represent sediment transfer from the paleo-platforms of the Tintamarre Spur. Yellow abbreviations indicate the spurs. White abbreviations represent valleys. AV: Anguilla Valley, BS: Barbuda Spur, MS: Malliwana Spur, StBV: St-Barthélémy Valley, TS: Tintamarre Spur. B) Zoom of Figure 10A. The light pink double arrow locates the zoom C coming from the seismic line CAS108 (Fig. 7A). The red double arrow locates the zoom D coming from the seismic line CAS100. The white dots separate the active transfer area (indicated by a green arrow) and the transfer and deposition area (indicated by a blue arrow). C) Zoom of the seismic line CAS108 (Fig. 7A). Black dots indicate unconformities, onlaps are in red and erosional truncatures are in blue. The green circle represents an actual pathway of sediment transfer. The red line indicates where the seismic line CAS100 cut the seismic line CAS108. The vertical exaggeration is x5 for the seismic profile. D) Zoom of the seismic line CAS100. Black dots indicate unconformities and onlaps are in red. U1 to U5 refer to the number of units. The white box locates a possible paleo-plunge-pool. The light pink line indicates where the seismic line CAS108 cut the seismic line CAS100. The vertical exaggeration is x5 for the seismic profile.

The St-Barthélémy Valley is a broad submarine valley (~28 km, 4900-5200 water-depth range). In seismic profile CAS099 (Fig. 7B), a depression is observed at the foot of the slope of the Barbuda Spur, possibly due to bottom current erosion. At the foot of the slope of Tintamarre Spur, an area of linear reflectors ($\delta 1$ in seismic profile CAS099, acoustic facies δ , Fig. 7B) suggests that sediment accumulation occurs mainly in the NW part of the St-Barthélémy Valley. The St-Barthélémy Valley is characterised by a less reflective seafloor (Fig. 4A) than the Anguilla Valley (echo-facies [d], Fig. 4B), suggesting scarce sediment transfer in this area. Semi-circular structures can be identified at the foot of the slope (Lobate Structures, Fig. 10) and could be related to sediment lobes, implying that the St-Barthélémy Valley is a deposition area in recent times.

- *Deep basins*

Several forearc basins exist from 5000 to 7000 m water depths (Fig. 5). They are dominated by low reflective seafloor (Fig. 4), implying dominant fine-grained sediment accumulation. In some cases, echo-facies [e] corresponds to very deep (> 6000 mbsl) basins such as the Sombrero Basin, the Malliwana Basin or the Anguilla Basin (AB). The Malliwana Basin (Fig. 11) has a surface of about 145 km² and the Anguilla Basin has a surface of about 45 km².

In the Malliwana Basin, a Mass Transport Deposit (MTD, Figs. 11B, 11C and 11D) is identifiable in reflectivity data by a more reflective structure (Fig. 11C) and also in the corresponding sub-bottom seismic profile CAS0494 by a non-continuous and transparent layer (Fig. 11D). Numerous slide scars were also identified in the Malliwana Spur (Fig. 11B), suggesting sources for MTDs.

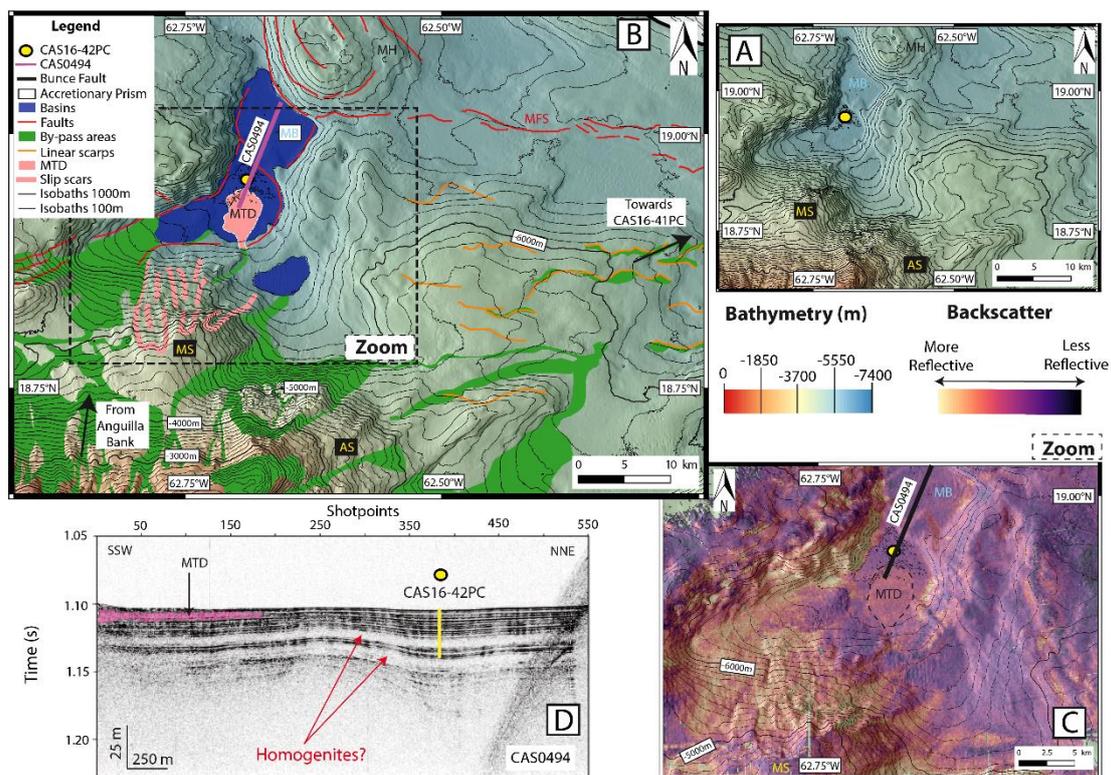


Figure 11. Detailed information on a megabed in the Malliwana Basin Area. A) Map without interpretation; B) Map with interpretations: by-pass areas in green, linear scarps in orange, MTD in light pink, slip scars are light pink lines; C) Identification of the MTD with the backscatter, the dark line represent the sub-bottom profile CAS0494; D) Sub-bottom profile CAS0494, CAS16-42PC is in yellow, the MTD is in pink and homogenites are indicated by the red arrows. Yellow abbreviations indicate the spurs and blue abbreviation indicate deep basin. AS: Anguilla Spur, MB: Malliwana Basin, MFS: Malliwana Fault System, MH: Malliwana Hill, MS: Malliwana Spur.

- Plunge pools

In the St-Barthélémy Valley, erosional depressions (ED, Figs. 7B, 12 and 13) are located at the outlet of four canyons incising the northern slope of the Antigua Bank, along isobath 5000 m (Fig. 12).

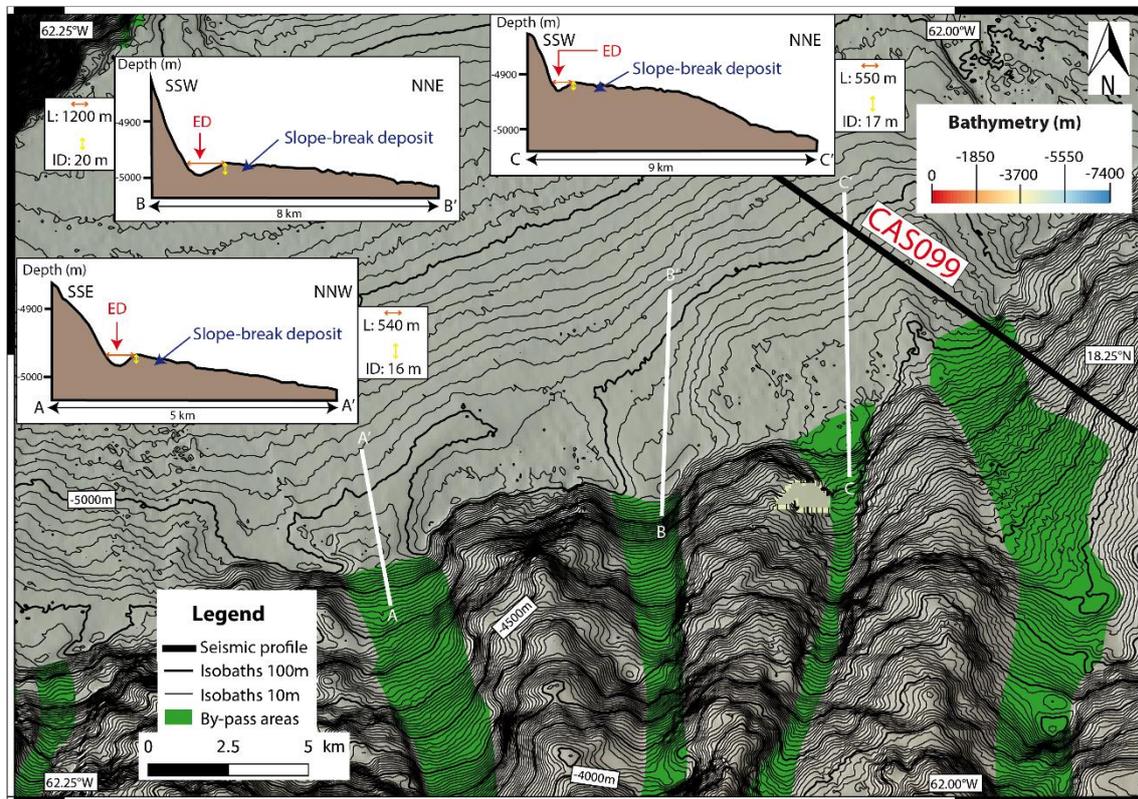


Figure 12. Identification of unusual sediment structures in the St-Barthélémy Valley. Three cross sections (AA', BB', CC') are used to image these unusual sediment structures. Length (L) of the erosional depression is illustrated by the orange double arrow, the incision depth (ID) is illustrated by the yellow double arrow. ED: Erosional Depression.

They are 540 to 1200 m long and 16 to 20 m deep, where the slope break represents 4° to 7°. A

similar structure, visible in the Anguilla Valley (ED, Fig. 10), is 1450 m long and 22 m deep, at a break in slope of $\sim 7^\circ$. In detail, we observe a small depression located at the foot of the slope followed by a morphologic mounds of sedimentary origin. The depressions are marked by high-amplitude reflectors that we interpret as due to the presence of coarse material, while the sedimentary mounds are highlighted by a stratified acoustic facies (Fig. 13), most likely related to alternating fine and coarse grained deposits. These features are in concordance with a plunge pool, with an erosional scour at foot of the slope, and a depositional sand bar downstream (Lee et al., 2002).

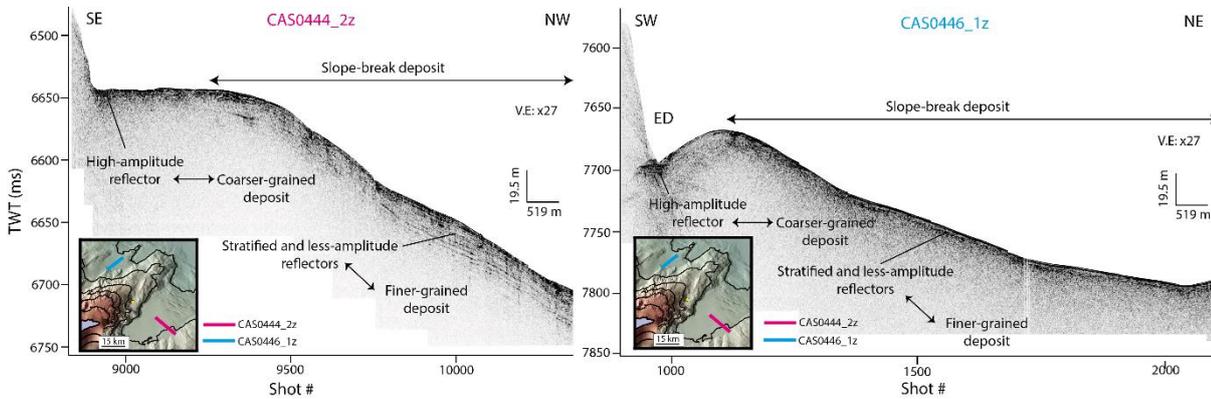


Figure 13. Zooms on sub-bottom profiles illustrating the slope-break deposits. The zooms were realised using QC SBP5.0_64bits (Ifremer, Brest). The sub-bottom profiles are localised in the reduced maps: the pink line is for CAS0444_2z and the blue line is for CAS0446_1z.

- *Linear scarps links to faults*

Three sets of subsurface structures can be identified in the forearc and show distinct orientations: $N90^\circ$ between the Malliwana Basin (MB) and the accretionary prism (Fig. 5A), $N110^\circ$ in the St-Barthélémy Valley and in front of the Barbuda Spur (Fig. 14) and $N150-170^\circ$ between a bulge (Bulge 1) and the accretionary prism (Fig. 14). The $N90^\circ$ and $N110^\circ$ features present a more reflective echo-facies than the average trend of the forearc [d] and [e] (Fig. 5B). These linear scarps are generally 5 to 10 km long and 6 to 41 m high (Fig. 15B); they present a V-shaped cross-section and are rooted above subsurface faults (Fig. 15B).

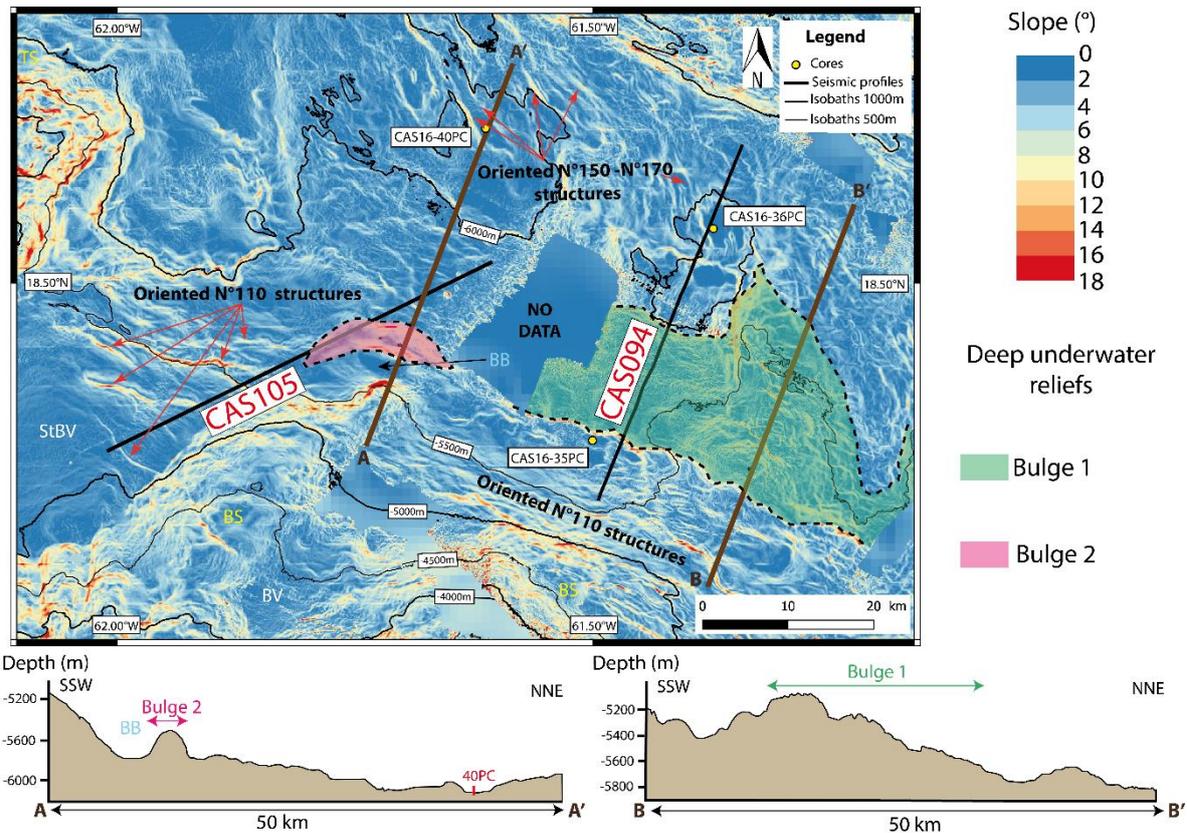


Figure 14. Evidence of seafloor structures and deep-water reliefs in the Barbuda Area. The Bulge 1 is in green and highlighted in the BB' section, the Bulge 2 is in pink and highlighted in the AA' section. Oriented structures are indicated by the red arrows and/or their orientation. CAS094 refer to Fig. 15A, CAS105 refer to Fig. 15B. Yellow abbreviations indicate the spurs. Blue abbreviations indicate deep basins. White abbreviations represent valleys. BB: Barbuda Basin, BS: Barbuda Spur, BV: Barbuda Valley, TS: Tintamarre Spur, StBV: St-Barthélemy Valley.

- *Bulges*

A 300 to 500 m high bulge (Bulge 1, Figs. 5A, 14 and 15A) separates this region from the slope foot of the Barbuda Spur formed by other oriented NW-SE subsurface structures (Fig. 14) which are also retrieved in the deepest part of the StBV (Fig. 14). A draping unit highlighted by very weakly reflective strata covers partially the bulge (Fig. 15A), supporting fine-grained deposits, most likely overflowed from turbidity currents. A second bulge (Bulge 2, Fig. 15B) can be identified close to the Barbuda Basin. It is 300 m high and might correspond to the northwestern extent of the Bulge 1.

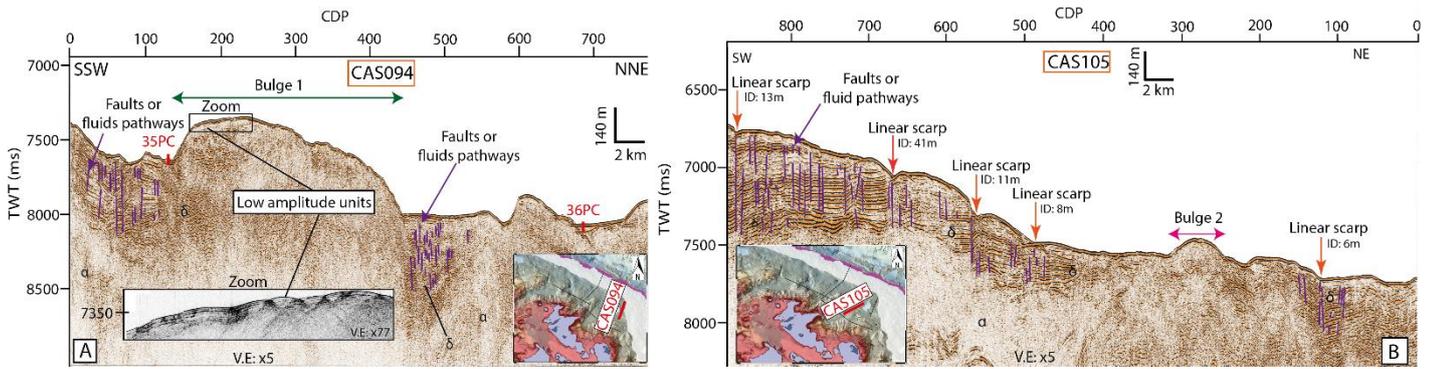


Figure 15. Seismic profiles: A) CAS094, 35PC and 36PC are located in red, Bulge 1 is indicated by the green double arrow, faults or fluids pathways are in purple, the vertical exaggeration (V.E) for the sub-bottom profile is x77; B) CAS105, linear scarps are indicated with orange arrows, Bulge 2 is indicated by the pink double arrow, faults or fluids pathways are in purple. Acoustic facies in the seismic profiles: [α] chaotic unit (acoustic basement) and [δ] unit with evidences of numerous and stratified reflectors (basins, valleys). Red lines in the insert maps indicate the position of the seismic profiles. The vertical exaggeration (V.E) is x5 for seismic profiles.

4.1.4. The accretionary prism and the trench

To the North of Barracuda Ridge, the accretionary prism is 20-30 km-wide on average. The fold and thrust structure of the prism draws N120°-trending bathymetric linear features with positive elevation, which are parallel to the deformation front. The accretionary prism is highlighted by medium to low reflective backscatter (Fig. 4A) and has a depth varying from 5600 to 5900 m. Northwestwards, the accretionary prism is well delimited by the Bunce Fault, but the fault is more diffuse southeastwards implying an unclear prism boundary offshore Barbuda (black dots, Fig. 5).

With an average depth of 7000 km, the trench (Fig. 5) has a flat bottom and a “U form” morphology in front of Barbuda-Anguilla segment. The trench presents variations in its depth and in its form eastwards and northwards (Laurencin, 2017). In some areas, the accretionary prism covers the trench. Generally, the trench is characterised by low reflective backscatter (Fig. 4A), from very low to low reflective (echo-facies [e] and [d], Fig. 4B).

4.2. Sedimentary record

4.2.1 Description of sediment cores

Sediment cores can be divided into two categories (Fig. 16): proximal cores (CAS16-35PC, CAS16-38PC and CAS16-39PC) and distal cores (CAS16-36PC, CAS16-40PC, CAS16-41PC and CAS16-42PC). Proximal cores are collected between 4681 and 6145 m (Tab. 1) and have a dominant silty clay lithology with numerous thin sandy beds (especially in CAS16-39PC) and a few medium to thick sandy beds. Distal core are collected from 6100 to 6988 m (Tab. 1).

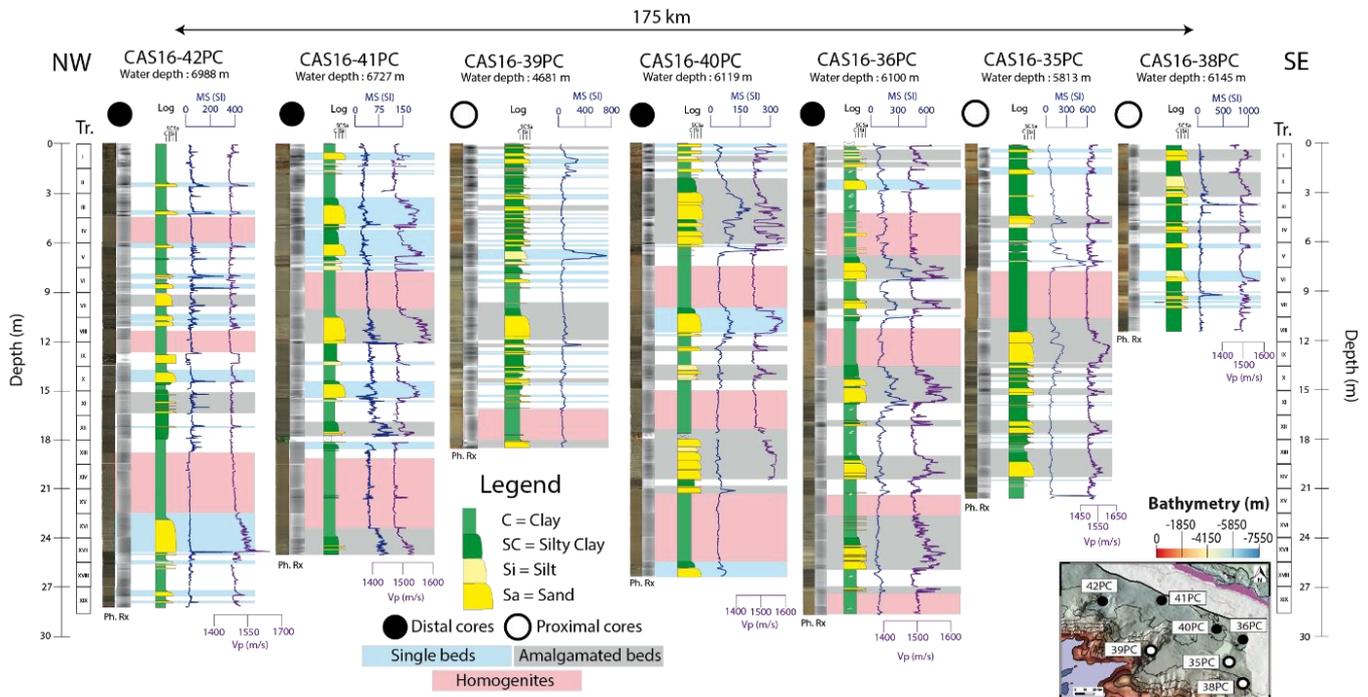


Figure 16. Sediment core logs with photo, Rx, synthetic sedimentological log, P-wave velocity (Pw) and Magnetic Susceptibility (MS) curves. Homogenites are in red. Single turbidites are in blue and amalgamated turbidites are in light dark. The sediment cores are located in the inset map.

Collected at 5813 m depth in a small basin located in a linear scarps field close to the Barbuda Spur, CAS16-35PC is 21.4 m long (Tab. 1). It presents sharp-based normally graded sandy beds interpreted as turbidites, which can be single or amalgamated. The thickest turbiditic bed measures about two meters and is overlain by a thick homogeneous muddy clay bed labelled homogenite, between 820 and 1050 cm (Fig. 16). Most of the turbidites are in the deepest part of the core under the thickest bed (below 1350 cm).

CAS16-36PC is the longest core (28,6 m) collected at 6100 m depth in a deep basin (~6100 m) close to the Bunce Fault (Tab. 1). CAS16-36PC presents turbiditic beds and amalgamated beds (Fig. 16). The turbiditic beds here are generally thick (100 to 150 cm) with only a few thin beds (10 to 30 cm). Four homogenites are clearly identified: between 430 and 690 cm, between 1135 and 1335 cm, between

2140 and 2275 cm and between 2730 to the base of the core, supposing an incomplete record for this last homogenite.

CAS16-38PC is the shortest core (11.4 m long) collected at 5145 m depth in a small basin close to the Barbuda Spur ([Tab. 1](#)). No homogenite was identified in this core. CAS16-38PC presents single and amalgamated beds ([Fig. 16](#)).

Collected in the Tintamarre Spur Basin, CAS16-39PC is the shallowest core (4681 m depth), measuring 18.5 m ([Tab. 1](#)) and recording more turbidites than the other cores. A homogenite at the base of the core can be identified between 1630 and 1770 cm. Most of the turbiditic beds are thin, but amalgamated beds can also be identified. The thickest turbidite bed measures 225 cm ([Fig. 16](#)).

Collected at 6119 m depth, CAS16-40PC is located close to CAS16-36PC and measures 26.4 m ([Tab. 1](#)). Three homogenites can be distinguished: between 750 and 1000 cm, between 1500 and 1705 cm and between 2130 and 2560 cm. CAS16-40PC includes also single and amalgamated beds with the thickest amalgamated turbidite bed measuring 400 cm ([Fig. 16](#)).

CAS16-41PC was collected at 6727 m depth in the Anguilla Basin and is 25 m long CAS16-41PC ([Tab. 1](#)). Two homogenites can be clearly identified, the first one between 775 and 995 cm and the second one between 1880 and 2400 cm. CAS16-41PC records single and amalgamated turbidite beds; the thickest one measuring 150 cm ([Fig. 16](#)).

Collected at 6898 m depth in the Sombrero Basin and measuring 28.2 m, CAS16-42PC is the deepest core ([Tab. 1](#)). Three homogenites are identified: between 435 and 600 cm, between 1140 and 180 cm and between 1885 and 2260 cm. As the others cores, CAS16-42PC presents also single and amalgamated turbidite beds. Most of the turbidites are thin except one turbiditic bed measuring 200 cm ([Fig. 16](#)).

4.2.2 Sedimentary facies description and occurrence

Three main sedimentary facies can be identified: turbidites, homogenites and hemipelagites. Turbidites in the study area are sandy deposits principally composed of carbonate clasts at their base: foraminifera, shells fragments or pteropods. A progressive decrease in grain-size is observed upwards, from coarser to finer laminaset. This upward fining trend corresponds to the Bouma sequence ([Bouma, 1962](#)) and is well visible in X-Ray images, where plane and/or oblique laminations can be observed. Turbidites are characterised by high values in Vp in the coarser division followed by a progressive decrease. Turbidites highlighted by high values of MS are richer in terrigenous minerals (quartz, biotite...). When turbidites stacked successively without hemipelagic fraction, it formed amalgamated beds (in black, [Fig. 16](#)).

Homogenites (in red, [Fig. 16](#)) are structureless deposits and homogeneous in color. They are

highlighted by relatively constant Vp and MS and are always on the top of a turbiditic bed. Sometimes, sandy levels are visible within the homogenites, but these might as well correspond to injected sand due to the coring. Homogenites are preferentially identified in the distal cores which record thicker turbidites and a higher number of amalgamated beds. Two thick and acoustically transparent layers in sub-bottom profile CAS0494 (Fig. 10D) confirm the existence of homogenites in the sediment cores as observed in the Caribbean (Beck et al., 2012), in the Marmara Sea (Campos et al., 2013) and in the Ionian Sea (Polonia et al., 2013).

Hemipelagites correspond to the third sedimentary facies (colorless in the Figure 16). They are highlighted by low values of Vp and MS, except in some levels rich in dark spots or with dark laminae. Hemipelagites are generally dark except in the shallowest sediment cores where some levels are lighter due to the presence of carbonates.

5. DISCUSSION

5.1. Types of turbidite systems in the NLAS

The NLAS presents a mixed turbidite system characterised by a lateral variation of sources, nature of sources and pathways. These lateral variations are discernable around Anguilla Bank, with a northern volcanoclastic system (yellow arrows, Fig. 17), a northeastern carbonate system (green arrows, Fig. 17) and a southeastern mixed system (blue arrows, Fig. 17), while Antigua Bank appears to be mainly a carbonate to mixed system (Fig. 17).

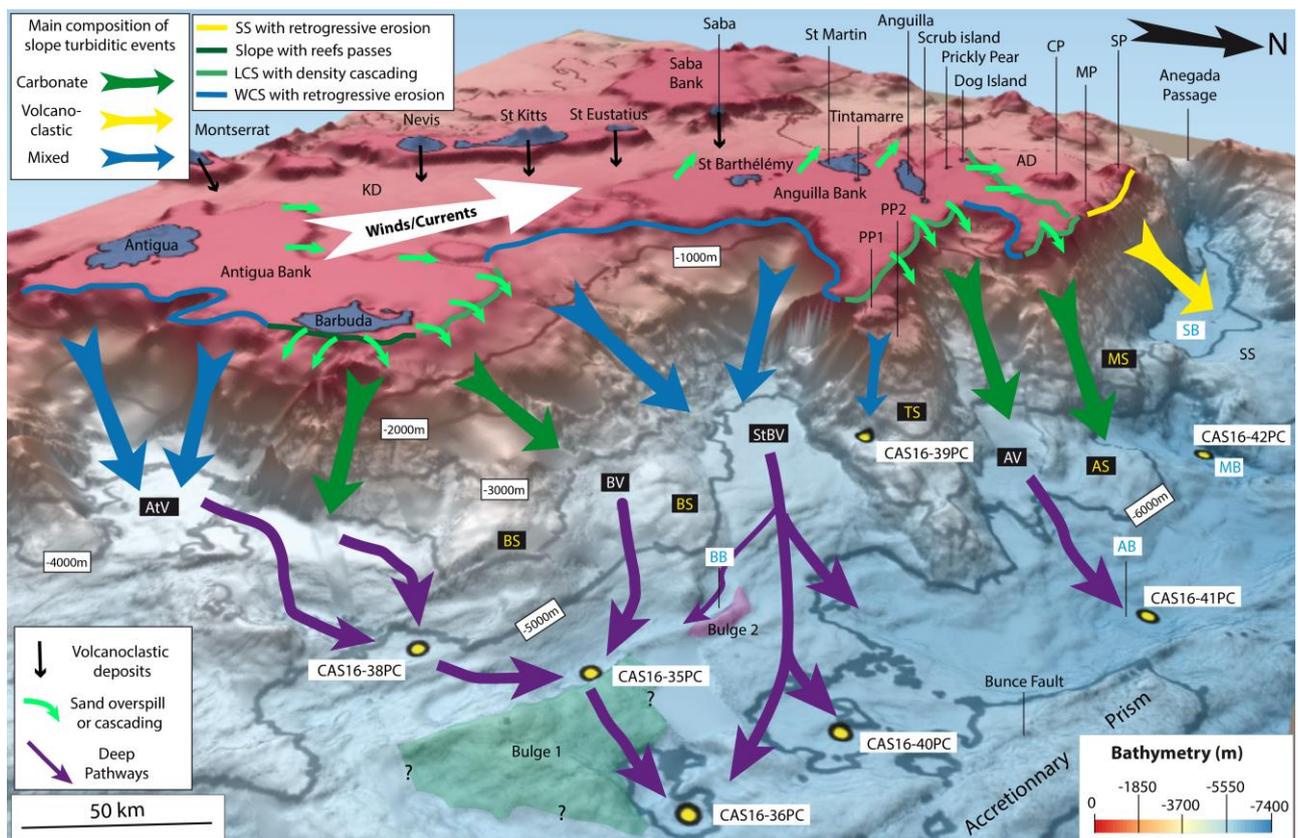


Figure 17. Bloc 3D identifying the nature of the sources of the turbidity currents and the associated mechanisms. Green-dominance arrows illustrate carbonate-dominance transfers, yellow-dominance arrows illustrate siliciclastic-dominance transfers and blue arrows illustrate mixed transfers. The white arrow indicate the main direction of currents and winds. Purple arrows correspond to the main deep pathways. Dark arrows indicate that volcanoclastic deposits from the active outer-arc deposit in the Kalinago Depression (KD). Legend of the slopes: LCS: Leeward Carbonate Slope, SS: Siliciclastic Slope, WCS: Windward Carbonate Slope. Yellow abbreviations indicate the spurs. Blue abbreviations indicate deep basins. White abbreviation represent valleys. AB: Anguilla Basin, AD: Anguilla Depression, AS: Anguilla Spur, AtV: Antigua Valley, AV: Anguilla Valley, BB: Barbuda Basin, BS: Barbuda Spur, BV: Barbuda Valley, CP: Crocus Platform, MB: Malliwana Basin, MP: Malliwana Platform, MS: Malliwana Spur, PP1: Paleo-Platform 1, PP2: Paleo-Platform 2, StBV: St-Barthélemy Valley, SB: Sombrero Basin, SP: Sombrero Platform, SS: Sombrero Saddle, TS: Tintamarre Spur. The Vertical Exaggeration is x5.

5.1.1. Carbonate turbidite system

The carbonate turbidite systems of the NLAS have a minimum size from 65 to 130 km, from the shelf break to the sediment cores basins and seem dominated by bioclastic sand overspill or direct sediment transfert from carbonate reefs. The Anguilla Valley off the northeastern Anguilla Bank is one of the longest sedimentary systems in the study area (110 km, [Fig. 11](#) and [Tab. 2](#)) and presents high seafloor reflectivity likely indicative of efficient sediment transport. Numerous bedforms are visible along the southern part of the Anguilla Bank ([Fig. 3](#)) that testify of a north-westward migration of carbonate sands in accordance with the main direction of the Caribbean current and winds ([Richardson, 2005](#)). Bedforms seems to migrate off-platform and constitute a potential source of sediment supply as documented for other regions ([Jorry et al., 2016](#); [Counts et al, 2018](#)): the presence of numerous canyons located directly at the shelf break supports this interpretation ([Fig. 3](#)). Given the obliquity between the Anguilla Bank northeastern edge (E-W) and the Caribbean current direction (WNW), overspilling of sediment is actually possible (little green arrows, [Fig. 17](#)). A similar carbonate turbidite system exists north of the Antigua Bank ([Fig. 9](#)), however the nearby Barbuda and Saint-Barthelemy valleys are less reflective and thus seem to transfer less or finer-grained sediment than the Anguilla Valley. Although favourably oriented for the sediment overspill according to current direction, the slope angle below the shelf break is more gentle ($\sim 5^\circ$) than in the Anguilla Valley ($>12^\circ$) suggesting that a significant part of the coarsest sediment supply could be redeposited on the slope and consequently not reach the canyons and Barbuda and Saint-Barthelemy valleys. Generally, the carbonate systems

dominated by sand overspill are observed on the leewards edges (Fig. 3) of the shelves (LCS with density cascading, Fig. 17). These two cases represent carbonate turbiditic systems dominated by bioclastic sand overspill.

The northeastern slope of Antigua Bank (Fig. 9) is the only one presenting a direct relation between reef passes, gullies and canyons (Slope with reef passes, Fig. 17). The northeastern edge of the Barbuda Island reveals a narrow fringing reef disrupted by a series of passes visible on satellite photographs (Fig. 9). Despite the limited multibeam coverage, relatively large gullies are located in front of the passes, suggesting sediment supply through them. Such features are common, and could be the result of episodic resuspension in the lagoon during cold fronts and hurricanes leading to density cascading (Wilson and Roberts, 1995; Fauquembergue et al., 2018). The export of particles might moreover be enhanced by tidal currents.

5.1.2 Siliciclastic turbidite system

The Sombrero Escarpment (Fig. 6) is incised by numerous submarine canyons. The northwestern edge of the Anguilla Bank is oriented perpendicularly to the Caribbean current, optimally for the sediment overspill by bedform migration. The edge feeds the ~60-km wide and almost flat Anguilla Depression located deeper than 300 mbsl, below the storm-wave base (at ~200 mbsl), where major winds should have no effect on sediment transport. The Anguilla Depression most likely acts as a sediment sink and probably gives only a minor contribution to the Sombrero Escarpment canyons feeding. The relative lack of coarse deposits in the Sombrero Basin is supported by the low reflectivity of the seafloor, suggesting very limited activity compared to the carbonate systems.

Canyons in the Sombrero escarpment are either slope-confined, or show only narrow headscarps at the slope break, that are not connected to any feeding channel. These features indicate that sediments supplied to canyons originate from retrogressive erosion of the slope and associated slope failures. The canyons incise the volcanic basement, as indicated by their very high reflectivity (Fig. 4A) and relative seafloor roughness. We therefore interpret the system as siliciclastic as it is mainly fed by the erosion of the volcanic basement (SS with retrogressive erosion, Fig. 17). However it departs from usual siliciclastic turbidite systems where submarine canyons are located offshore river outlets that regularly feed them. This sedimentary system is short if the Sombrero Basin is considered as the final sink of the system (~20/30 km).

5.1.3. Mixed turbidite system

The southeastern slope of the Anguilla Bank lacks multibeam data coverage. However, evidence of density currents is visible downstream in the St-Barthélemy Valley (Higher reflective lobates structures, Fig. 11). These density currents could have deposited the coarsest fraction close to

the slope break based on backscatter interpretation.

In the Tintamarre Spur, two paleo-platforms are visible at 700 and 1600 mbsl. Between the shallowest paleo-platform and the shelf edge, no gullies, no bedforms and no high reflectivity areas are identified, suggesting that there is no sediment transfer from the Anguilla Bank. Both paleo-platforms show a gently dipping surface (2.4-6.6°), with a sharp paleo shelf break (16.6-18.6°) affected by spoon-shaped headscarps with gullies or canyons downwards. The headscarps are the likely effect of recurrent slope failures at the slope break. Additionally, such old and deep carbonate platforms are probably cemented as off the Bahamas Bank (Chabaud et al., 2016), favoring the generation of relatively large scars instead of progressive and small scale erosion. The scars morphology suggests retrogressive erosion. The coalescing slump scars and associated slope failures have probably evolved downstream into gravity currents and initiated the formation of gullies and canyons by downward cutting. This process may also account for the sediment supply to the deep basins from carbonate platforms not fed by sediment overspill. The southeastern shelf break of the Anguilla Bank corresponds to the windward edge, affected frontally by winds and currents. Gullies and slope-confined canyons incise also the deep volcanic basement that therefore undergoes retrogressive erosion as documented along the Sombrero Escarpment, and provides a siliciclastic sediment supply to the deep basin.

The windward edges of the shelves (WCW with retrogressive erosion, Fig. 17) present therefore a mixed system fed by retrogressive erosion from both the platforms (carbonate fraction) and the volcanic basement (terrigenous fraction). Their behaviour is in accordance with other mixed systems as described in Australia (Puga-Bernabéu et al., 2011), where submarine canyons grow by retrogressive erosion after their initiation by a localized slope failure and/or sediment gravity flows. In the mixed turbidite systems of the NLAS, sediment transfer occurs along 20 km (in the Tintamarre Spur) to 155 km from the shelves edges to the deep basins, which is longer than the ~20-km-long channel-lobe system described as an example of mixed turbidite system in the Mozambique channel (Counts et al., 2018), despite higher slope angles (up to 35°). These differences may be explained by the amount of sediment available, which is probably lower in the Mozambique channel due to relatively small carbonate shelves, over 20 times smaller than the systems of the Lesser Antilles described in this study.

5.2. Mechanisms and modes of sediment transfer in the forearc basin

5.2.1. Unchannelised sedimentary systems

The high distance covered by turbidity currents in the NLAS turbidite system (up to 160 km) is not unusual compared to other turbidite systems such as off Bahamas (>700 km, Heezen and Ewing, 1952), off New Zealand (~1500 km, Lewis and Barnes, 1999) or for the Orinoco system (from >1000 km in Dolan et al. (1989) to >2000 km in Deville et al. (2015)). In a deep-sea environment, sediment transfer

can be ensured by deep-sea channels linked to canyons. The absence of this kind of sediment pathways in the NLAS forearc prompts us to question the transfer and deposit mechanisms in the forearc, which seems to be principally unchannelised. The absence of deep-sea channels at the present seafloor does not exclude that they could be buried by marine sedimentation and become relict channels (Carter, 1988). This absence could also be explained by a sediment supply too low to form deep-sea channels. If canyons and gullies were well identified on the insular slope, specific morphological features were identified in the forearc that contribute to sediment dispersal along the forearc and supply to the most distant coring sites.

5.2.2. Plunge pools and associated deposits

The plunge pools described at the foot of the slope represent specific slope-break depositional areas as defined by Mulder and Alexander (2001). A slope-break deposit can be formed because of a significant change in slope gradient (Mulder and Alexander, 2001; Bourget et al., 2011; Migeon et al., 2012) close to a canyon mouth Komar (1971). The slope break that we observe ranges from 4° to 7°, and is consistent with other observations (Lee et al., 2002), that allow the formation of hydraulic jumps. This sediment distribution is consistent with our observations of sub-bottom seismic profiles (Fig. 13) and variation of seafloor reflectivity (Fig. 11).

One of the general effects of hydraulic jumps is to maintain sediment in suspension and increase transport at the break in slope (Gray et al., 2005). This process might contribute to sediment dispersal towards distal sites. Distal sediment cores 36PC, 40PC, and 41PC, (Fig. 16) are rich in medium to coarse bioclastic sands with pteropods, fragment of shells, foraminifers that present a relatively hollow structure, and have a greater buoyancy than volcanoclastic minerals (van Sebille et al., 2015). They are more easily suspended and behave as smaller siliciclastic particles. This difference in buoyancy may explain the occurrence of coarse bioclastic sands in distal sites, where siliciclastic fraction are finer-grained.

The plunge pools observed in the Anguilla Valley are scarcer and less incised compared to those of the Saint-Barthelemy Valley. This difference could be related to the lithology of the sediment supply: mainly carbonate in the Anguilla Valley, mixed with a greater volcanoclastic proportion in the Saint-Barthelemy Valley.

5.2.3. Seafloor linear features as sediment pathways

Linear scarps (Figs. 9 and 13) are observed in the Barbuda (Fig. 12) and Malliwana (Fig. 10) areas, oriented along N°110 and N°90 strikes, respectively. All these morphologic features are rooted on faults and fractures, as attested by the offset of reflectors on seismic lines (Fig. 15B). Moreover, their orientation appears very similar to the faults of the Malliwana Faults System (Fig. 5A) defined by

Laurencin et al. (2017). The clear “V-shape” of some linear scarps in cross-section (Fig. 15B), and the offset of the seafloor of the two sides exceeds the one of the underlying reflectors in some cases indicating active erosion along the escarpments. In both areas, the linear scarps can act as gutter and at least partly deflect and guide the turbidity currents along structural pathways, similarly to the development of deep-sea channels in fracture zones (Kidd and Searle, 1984; Carter, 1988; Deville et al., 2015), but on a smaller scale.

5.2.4. Seafloor bulges and sediment partitioning

The up to 200-m high Bulges 1 and 2 (Figs. 14, 15A and 15B) could act as obstacles to the turbidity currents, by deflecting them or segregating part of their sedimentary content. The presence of low amplitude units on top of Bulge 1 (Fig. 15A) indicates that the fine-grained part of turbidity currents has reached the summit of the bulge and has overflowed it. Although the overflow capacity of a turbidity current depends on many parameters such as the obstacle height, current speed, or the density of the turbidity current (Muck and Underwood, 1990), Kneller and Buckee (2000) have shown that a turbidity current can overpass a topographic obstacle up to 5 times higher than the current, which classically reaches a few hundred meters for the muddy/silty part. These calculations are confirmed by multiple observations in the Central Chile Trench (Völker et al., 2008), in the Var turbidite system (Migeon et al., 2012) or along the Eastern Taiwan submarine slope (Lallemand et al., 2016), where turbidites are deposited over 800 m above the base level of their feeding channels. Additionally, downstream the obstacle, a smaller turbidity current can occur (Lane-Serff et al., 1995). A similar process may be involved to explain how the most distant basins such as those of coring sites 36PC and 40PC receive sediment.

The presence of a bulge could explain the differences in thickness and grain size of sediment in cores 35PC and 36PC, located respectively upstream and downstream of the bulge. The bulge may act as a sediment “sieve” by blocking the relatively small (i.e. low) turbiditic plumes as attested by the numerous thin turbidites upstream the bulge (core 35PC, Fig. 16). Alternately, the coarse deposits retrieved in distal sites (e.g. core 36PC, Fig. 16) might result either from the biggest (i.e. the highest) turbidity currents, or from lateral sources that would have contoured the bulge.

5.2.5. Sediment pathways of the NLAS: synthesis

Sediment pathways from carbonate banks to forearc basins are demonstrated by the carbonate content of almost all turbidites identified in the proximal and distal cores. Figure 18 shows a schematic reconstruction of the sediment transfer pathways, from the carbonate sources to the sediment core sites, including sediment features such as the seafloor linear scarps and the bulges.

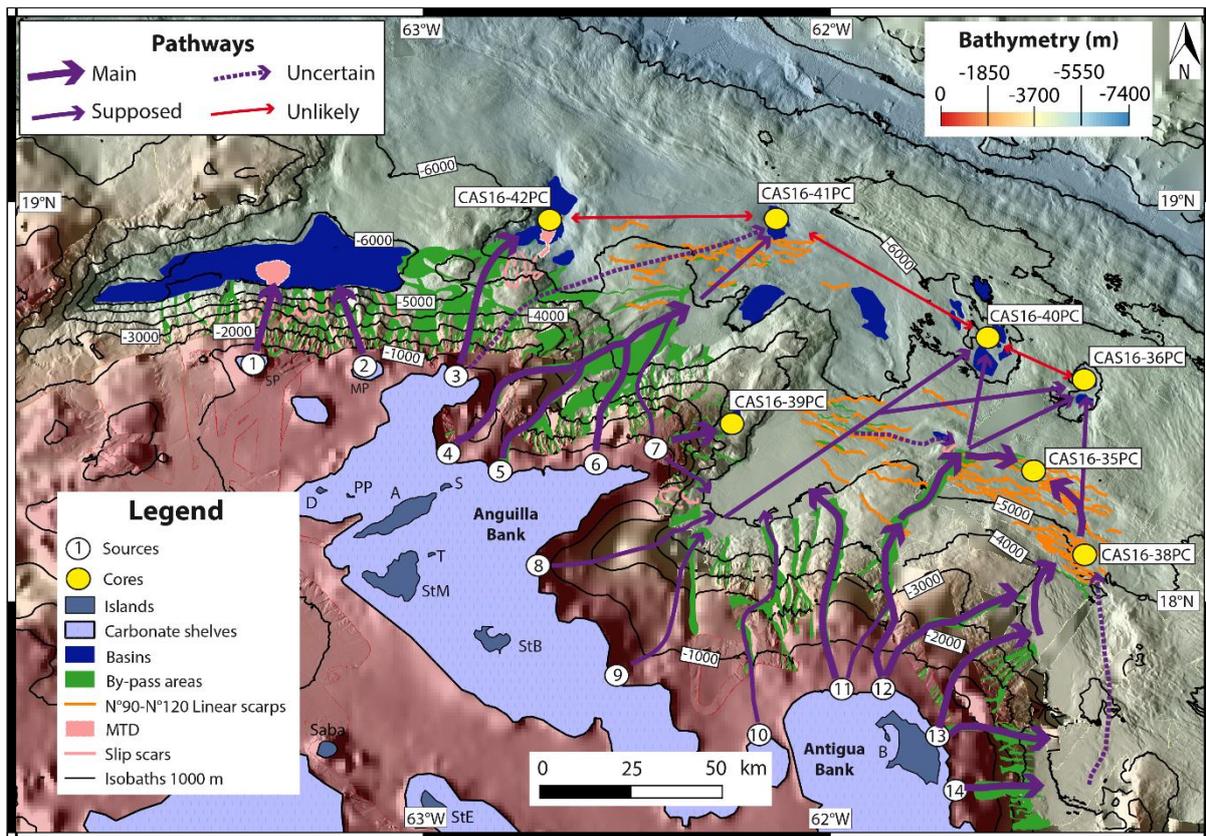


Figure 18. Assessment of the sustaining potential of the different sources. Thick purple arrows correspond to main sources, thin purple arrows correspond to supposed or possible sources, dashed purple arrows correspond to uncertain sources and red arrows correspond to unlikely transfer. By-pass areas are in green, linear scarps in orange, deep basins in dark blue and MTD in light pink. A: Anguilla, B: Barbuda, D: Dog Island, MP: Malliwana Platform, MS: Malliwana Spur, PP: Prickly Pear, S: Scrub Island, SP: Sombrero Platform, StB: St-Barthélemy, StE: St-Eustache, StM: St-Martin.

The turbidites in core CAS16-42PC origin directly from the northern part of Anguilla Bank by canyons (source 3, Fig. 18) and run through 50 km (Tab. 2). The Anguilla Basin, where CAS16-41PC was collected, is fed by the Anguilla Valley (sources 4 to 7, Fig. 18), implying a distance from the shelves of 80 to 110 km (Tab. 2). A sediment transport about 100 km (Tab. 2) might also be possible from the northeastern slope of Anguilla Bank along N°90 linear scarps (source 3, Fig. 18). Therefore, cores CAS16-42PC and CAS16-41PC have only one source in common (source 3).

The Tintamarre Spur Basin is fed by a few gullies connected to the Tintamarre Spur (Fig. 8) or to the paleo-platform 2 (~1200m, source 7, Fig. 18) and seems to be decoupled from the eastern tip of the Anguilla Bank. Therefore, core CAS16-39PC presents few sources in common with the other sediment

cores, except with 41PC which is fed by the Anguilla Valley (Fig. 12).

Close to the foot of the slope of the northern Antigua Bank, core 35 PC is influenced by sediments flowing through the Barbuda Valley (sources 11 and 12, Fig. 18) for a distance of 80 km (Tab. 2) and also coming from the eastern Antigua slope (sources 13 and 14, Fig. 18, which are about 95 km far, Tab. 2). Sediment transport from the Tintamarre Spur (source 7, Fig. 18) using linear scarps of the St-Barthélémy Valley (Fig. 13) can be also considered; the distance covered by the turbidity current is then about 105 km. Core CAS16-38 PC seems to be influenced by turbidity currents originating from the northeastern Barbuda Spur (sources 12 to 14, Fig. 18) and covering 65 (source 13, Fig. 18, Tab. 2) to 75 km (source 12, Fig. 18 and Tab. 2).

Close to the accretionary prism, the basins of cores CAS16-36PC and CAS16-40PC do not have obvious pathways from a sediment source, even taking into account the linear scarps. The two basins are also located far from all possible sources (>100 km, up to 155 km, Tab. 2). The main sources are the two shelves with turbidity currents flowing through the St-Barthélémy Valley (sources 8 to 11, Fig. 18) and/or through the Barbuda Valley (source 12 to 14, Fig. 18).

Sediment Cores	Sources												Correlation potential
	3		4-5-6		7		8-9		(11)-12		13-(14)		
	N Anguilla Bank		NE Anguilla Bank		Paleo-platform		SE Anguilla Bank		N Antigua Bank		E Antigua Bank		
Pot.	D (km)	Pot.	D (km)	Pot.	D (km)	Pot.	D (km)	Pot.	D (km)	Pot.	D (km)		
CAS16-35PC	-	-	-	-	+	105	-	-	+++	80	++	95	Excellent
CAS16-36PC	-	-	-	-	+	120	+	155	+++	105	+	115	Excellent
CAS16-38PC	-	-	-	-	-	-	-	-	+++	75	++	65	Good
CAS16-39PC	-	-	-	-	+++	20	-	-	-	-	-	-	Fair
CAS16-40PC	-	-	-	-	+	100	+	140	+++	105	+	130	Excellent
CAS16-41PC	+	100	++	85-110	+	80	-	-	-	-	-	-	Fair
CAS16-42PC	+++	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Fair

Table 2. Sources potential, distance from the sources and correlation potential of the sediment cores.

Sources refer to Fig. 18. Pot.: potential of sediment source for the sediment cores, +++: Main source, ++: Important source, +: Uncertain source. D.: Distance between the source number (reported in Fig. 18) and the sediment core. (Number of a source) signify that the source is not used to calculate the distance between the source and the sediment core.

5.3. Controlling parameters of the turbidite systems

5.3.1. Climatic events

The carbonate systems are the most influenced by climatic events as cold fronts or hurricanes, by enhancing sediment remobilization leading to density cascading (Wilson and Roberts, 1995;

Fauquembergue et al., 2018), or to the migration of bedforms. The northeastern slope of the Anguilla Bank is most impacted by the SE-NW surface currents and hurricanes, implying enhanced climate forcing along this edge which regularly feeds the Anguilla Valley by sediment overspill. In ponds located on the Saint-Martin Island, based on multiple proxies ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, faunal content, palynology, etc...), Malaizé et al., (2011) documented late Holocene climatic variations over the last 3.7 kyr that they interpret caused by the migration of the ITCZ. They infer multiple sandy layers as related to increased hurricanes frequency and intensity. Such variation should hence have a large impact on the sediment transfer to the Anguilla Valley, which is the most fed by sediment overspill and cascading.

The mixed systems should be less impacted by climatic events since only the shallow sources are affected (i.e. located above the storm-wave base). For instance, due to the depth of the sources (> 700 mbsl, below the storm-wave base) and the absence of connections with the eastern Anguilla Bank, the Tintamarre Spur system does not appear influenced by climatic-triggered density cascading.

5.3.2. Eustatic variations

In carbonate turbidite systems, eustatic fluctuations have generally a high impact on sedimentation (Dubar and Dickens, 2003; Tcherepanov et al., 2008). During sea-level highstands, productivity is enhanced (Schlager et al., 1994, Chabaud et al., 2016), providing high amounts of bioclasts and carbonate muds available for sediment transport. Inversely, during sea-level lowstands, production and off-bank transport are generally reduced in carbonate systems while cementation and induration of shallow-water carbonates are increased as described by Chabaud et al. (2016) in the Bahamas, and prevent remobilization by currents and waves. Moreover, onshore, dissolution of carbonates prevails (Chabaud et al., 2016) rather than erosion, thus reducing furthermore the sediment input during lowstands. Carbonate systems of the NLAS are therefore less active during sea-level lowstands. Such behaviour is opposite to the one of a siliciclastic turbidite system that is generally more active during sea-level lowstands because the erosion of the shelf is enhanced, significantly increasing the frequency of turbiditic beds (Mulder and Syvitski, 1996). The Sombrero Escarpment siliciclastic system is fed only by retrogressive erosion of the volcanic slope. Indeed, the relatively flat Antigua depression located upslope is ~900 mbsl, much below the glacioeustatic sea-level fluctuations. This system is therefore most likely not influenced by glacioeustatic control.

5.3.3. Tectonic activity

Tectonics may play an important role for sediment transfer, especially along active margins, where vertical motions can deflect or stop transfer axis, or modify the availability the sediment supply (Laurson and Normark, 2002; Mountjoy et al., 2009; Ratzov et al., 2012; Collot et al., 2019; Seibert et al., *in press*). Along the NLAS, the carbonate sediment supply could have changed through time because

of variation in the size and depth of Anguilla bank, as attested by the two paleo-platforms (Fig. 8). The presence of a carbonate platform at 1600 mbsl (Fig. 8) suggest a non-negligible role of subsidence that is probably accentuated along the Tintamarre Spur. No subsidence rate can be established due to the lack of datings but southwards, in Les Saintes (Guadeloupe), the subsidence of the reef plateau is estimated thanks to quaternary coral reefs with a constant rate of -0.3 to -0.45 mm/yr since the last Pleistocene (Leclerc and Feuillet, 2019). Possible causes of subsidence include a thermal origin caused by the cooling of the lithosphere related to the decline of volcanic activity and westward migration of the volcanic arc since the Miocene (Bouysse and Westcamp; 1990; Legendre et al., 2018). Thus, thermal subsidence is a phenomenon occurring in volcanic pedestal (Bosence, 2005). Another hypothesis could involve a vertical motion along the NE-SW normal faults bounding the spurs and controlling the opening of the valleys of the NLAS (Feuillet et al., 2002). The growth strata and unconformities of the sediment infill along these faults (Figs. 7B, 11D, 15A and 15B) indicate a progressive tilting and present-day tectonic activity. Moreover, a possible paleo-system with a plunge-pool and slope-break deposit onlapping the unconformity 4 appears tilted (Fig. 10D). The steadiness of plunge-pools over time requires maintaining a slope break angle of few degrees allowing the existence of a hydraulic jump (Komar, 1971). Such a break can be easily maintained by fault activity (Bourget et al., 2011), that prevents sediment accumulation and progressive smoothing at the foot of the slope. The distinctive sequences support a variable fault activity through time that probably competes with variations in sediment supply.

5.3.4. Seismicity

The main particularity of the NLAS compared to other mixed sedimentary systems is the proximity of a subduction zone, implying a possible seismic-triggering of turbidites. Some evidence in the sediment cores could corroborate the existence of a seismic forcing in the NLAS. The thickness of some turbidites implies a greater depositional volume than storm-generated events (Nakajima and Kanai, 2000; Shiki et al., 2000), floods (Talling et al., 2007) or climatic events (Goldfinger et al., 2003), even if the turbidite volume is rarely precisely known (Sumner et al., 2013). The presence of amalgamated beds in some cores may represent the result of aftershocks-triggered turbidites (Nakajima and Kanai, 2000) and/or synchronously triggered turbidites (Nakajima and Kanai, 2000; Van Daele et al., 2017) from different sources or resulting for one single multi-pulse turbidity currents along distinct pathways (Goldfinger, 2009). The presence of homogenites (Figs. 10 and 16) supports a seismic origin, whether by an earthquake or a tsunami following an earthquake. Homogenites may be explained by a seiche effect in a confined basin or in a lake induced by seismic waves (Chapron et al., 1999, Beck et al., 2007); by the waning flow of a turbidity current (Polonia et al., 2017) or by the resuspension of shallow sediment due to a tsunami (San Pedro et al., 2017).

5.4. Core correlation and paleoseismic potential of the NLAS

The identification of sediment sources allows to analyse the correlation potential of the sediment cores (Tab. 2). This correlation potential seems to be good between CAS16-35PC, CAS16-38PC, CAS16-36PC and CAS16-40PC (Good to Excellent correlation potential, Tab. 2). Indeed, CAS16-35PC, CAS16-36PC and CAS16-40PC are fed by the Antigua Bank and the southeastern Anguilla Bank, while CAS16-38PC sediment is mainly supplied by the Antigua Bank. Correlations with CAS16-41PC, CAS16-42PC and CAS16-39PC are more difficult (Fair correlation Potential, Tab. 2), mainly due to their feeding from other sources (Fig. 18). However, the assessment of multiple sediment sources (e.g. northeastern Anguilla Bank, southeastern Anguilla Bank, paleo-platforms, northern Antigua Bank...) and multiple sediment pathways (e.g. Anguilla Valley, Barbuda Valley...) is favorable for a marine paleoseismologic study thanks to the presence of independent and synchronous triggers (Goldfinger et al., 2003, Goldfinger, 2009, Goldfinger et al., 2017).

Another factor favorable to undertake a paleoseismic study is the existence of a steep slope (Goldfinger et al., 2017). Moreover, the long distance from volcanoes or high topographic reliefs dismiss a volcanic or a subaerial landslide triggering origin of turbidites, because these deposits are mainly located in the Kalinago Depression in the outer-arc. The small extent and subdued morphological gradient of the catchment area of the islands likely reduces the impact of hyperpycnal flows due to floods. The unchannelised character of the NLAS source to sink system suggests that the deep basins are not continuously fed by turbidity currents. The paleoseismic potential of the CASEIS sediment cores is therefore high even if the depths of the cores – from 4600 to 7000 m – imply an important chemical dissolution of foraminifera and thus complications in the radiocarbon dating in an area where the Carbonate Compensation Depth (CCD) is at about 5000 m (Damuth, 1977).

6. CONCLUSION

In order to evaluate the sedimentation patterns in the Lesser Antilles, the CASEIS cruise collected seven sediment cores and geophysical data along the forearc and insular slope of the NLAS. The NLAS present a mixed turbidite systems (with carbonate and siliciclastic/volcanic sources) influenced by forcing as tectonics, earthquakes, climate and eustatism.

The NLAS presents five physiographic domains: an outer arc with two wide carbonate shelves; a steep insular slope from 100 to 5000 m depth with interposed canyons, gullies and spurs; a deep forearc (4000 to 7000 m depth) with bulges and small sedimentary basins; a narrow accretionary prism and finally an “U-shape” trench. Canyons, gullies and subsurface linear scarps are part of the preferential sediment pathways ensuring the transport of carbonate turbidity currents from the

shelves to the deep basins. Turbidity currents can also overflow over the 200-m high bulge. Concerning sediment sources, the scarcity of volcanic material in the sediment cores suggests that the carbonate shelves are the main sources of the turbidity currents reaching the deep basins.

The sedimentary facies in piston cores show the record of thick turbidites indicating the existence of large turbidity currents reaching the deepest (up to 6900 mbsl) and distal basins. Moreover, the height of submarine obstacles (up to 200 m) overflowed by turbidity currents, the long distance covered (up to 155 km) by these currents and the predominance of an unchannelised turbidite system in the forearc basin suggest that the turbidity currents reaching the deep basins were high and may have an important recurrence interval. This might be linked to a similar recurrence interval for major earthquakes. The identification of homogenites indicates also the existence of events triggering sediment resuspension such as earthquakes and/or tsunamis, supposing the possibility to undertake a paleoseismicity study.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank the Captain, crew and scientific team of CASEIS cruise (DOI:10.17600/16001800) and ANTITHESIS cruise (DOI: 10.17600/13010070). This work was performed within the framework of the French ANR CARQUAKES project, contract number ANR-17-CE3-0006, the LABEX UnivEarthS projet WP2.1, the BQR IPGP and the CNRS-INSU. The PhD of PM was funded by IFREMER and Région Bretagne. The authors also thank Sébastien Migeon (Geoazur, Valbonne) for scientific discussions as well as Eva Moreno (MNHN, Paris) and the museum collections of the Musée National d'Histoire Naturelle (MNHN) where sediment cores are stored. The authors finally thank Jenny Trévisan (Geoazur, Valbonne) for DEM processing and Hervé Bisquay and Laurence Morvan (Genavir, Brest) for multibeam data processing.

CONFLICT OF INTEREST

The authors declare no conflicts of interest.

REFERENCES

- Athmer, W., Luthi, S.M., 2011. The effect of relay ramps on sediment routes and deposition: a review. *Sediment. Geol.*, vol. 242, no 1-4, p. 1–17.
- Beck, C., Mercier de Lepinay, B., Schneider, J.-L., Cremer, M., Cağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N., Gutscher, M.-A., the MARMACORE Cruise Party, Turon, J.-L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Gallet, Y., Bouquerel, H., Gorur, N., Gervais, A., Castera, M.-H., Londeix, L., de Resseguier, A., Jaouen, A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sediment. Geol.*

vol. 199, no 1-2, p. 65–89.

- Beck, C., Reyss, J.-L., Leclerc, F., Moreno, E., Feuillet, N., Barrier L., Beauducel, F., Boudon, G., Clément, V., Deplus, C., Gallou, N., Lebrun, J.-F., Le Friant, A., Nercessian, A., Paterne, M., Pichot, T., Vical, C., 2012. Identification of deep subaqueous co-seismic scarps through specific coeval sedimentation in Lesser Antilles: implication for seismic hazard. *Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.*, European Geosciences Union, vol. 12, p. 1-13, doi:10.5194/nhess-12-1-2012.
- Bernard, P., and Lambert, J., 1988. Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles— Revision of the historical seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1988, vol. 78, no 6, p. 1965-1983.
- Bertran, P., Bonnissent, D., Imbert, D., Lozouet, P., Serrand, N., Stouvenot, Ch., 2004. Paléoclimat des Petites Antilles depuis 4000 ans BP: l'enregistrement de la lagune de Grand-Case à Saint-Martin. *C. R. Geosc.*, vol. 336, no 16, p. 1501–1510.
- Bosence, D., 2005. A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic. *Sediment. Geol.*, 175, 49-72. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.030>
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmerman, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey V., Lallemand, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology*, vol. 58, no 2, p. 376-406, doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x.
- Bouysse, P., Guennoc, P., 1983. Données sur la structure de l'arc insulaire des petites antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla. *Mar. Geol.*, vol. 53, no 1-2, p. 131-166.
- Bouysse, P., Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, vol. 175, no 4, p. 349-380.
- Campos, C., Beck, C., Crouzet, C., Demory, F., Van Welden, A., Eris, K., 2013. Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sediment. Geol.*, vol. 292, p. 1-14, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.015>.
- Carter, R.M., 1988. The nature and evolution of deep-sea channel systems. *Bas. Res.* vol. 1, no 1, p. 41-54.
- Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Rejimer, J.J.G., Conesa, G., Giraudeau, J., Hanquiez, V., Borgomano, J., Ross, L., 2016. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. *Mar. Geol.*, vol. 378, p. 213-229, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.006>.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in

- Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, vol. 11, no 2-3, p. 86-92.
- Christman, R.A., 1953. Geology of St. Bartholomew, St. Martin and Anguilla, Lesser Antilles. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 64, no 1, p. 65-96.
- Collot, J.-Y., Ratzov, G., Silva, P., Proust J.-N., Migeon, S., Hernandez M.-J., Michaud, F., Pazmino, A., Barba Castillo, D., Alvarado, A., Khumara, S., 2019. The Esmeraldas Canyon: a helpful marker of the Pliocene-Pleistocene tectonic deformation of the north Ecuador southwest Colombia convergent margin. *Tectonics*, doi: 10.1029/2019TC005501.
- Counts, J.C., Jorry, S.J., Leroux, E., Miramontes, E., Jouet, G., 2018. Sedimentation adjacent to atolls and volcano-cored carbonate platforms in the Mozambique Channel (SW Indian Ocean). *Mar. Geol.*, vol. 404, p. 41-59, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.07.003>.
- Damuth, J.E., 1977. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 88, no 5, p. 695–710.
- De Mets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R.G., Calais, E., Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *G. Res. Lett.*, vol. 27, no 3, p. 437-440.
- Deville, E., Mascle, A., Callec, Y., Huyghe, P., Lallemand, S., Lerat, O., Mathieu, X., Padron de Carillo, C., Patriat, M., Pichot, T., Loubrieux, B., Granjeon, D., 2015. Tectonics and sedimentation interactions in the east Caribbean subduction zone: An overview from the Orinoco delta and the Barbados accretionary prism. *Mar. Pet. Geol.*, vol. 64, p. 76–103.
- Dolan, J. E, Beck, C, and Ogawa, Y., 1989. Upslope deposition of extremely distal turbidites: An example from the Tiburon Rise, westcentral Atlantic. *Geology*, vol. 17, no 11, p. 990-994.
- Droxler, A.W. and Schlager, W. 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, 13, 799–802, doi: 10.1130/0091-7613(1985)13<799:GVISRA>2.0.CO;2.
- Dunbar, G.B., Dickens, G.R., 2003. Late Quaternary shedding of shallow-marine carbonate along a tropical mixed siliciclastic–carbonate shelf: Great Barrier Reef. *Australia. Sedimentology*, vol. 50, no 6, p. 1061–1077.
- Eberli, G.P. 1991. Growth and Demise of Isolated Carbonate Platforms: Bahamian Controversies. *Controversies in Modern Geology*, 231–248.
- Eschard, R., 2001. Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Mar. Pet. Geol.*, vol. 18, no 4, p. 487-490.
- Fauquembergue, K., Ducassou, E., Mulder, T., Hanquiez, V., Perello, M-C., Poli, E., Borgomano, J., 2018. Genesis and growth of a carbonate Holocene wedge on the northern Little Bahama Bank. *Mar. Pet. Geol.*, vol. 96, p. 602-614, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.05.013>.
- Feuillet, N., 2016. CASEIS cruise, RV Pourquoi pas ?, <https://doi.org/10.17600/16001800>

- Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.*, vol. 107, no B12, p. ETG 3-1-ETG 3-29, doi:10.1029/2001JB000308.
- Feuillet, N., Beauducel, F., Tapponnier P., 2011. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *J. Geophys. Res.*, vol. 116, B10, doi:10.1029/2011JB008443.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Bas. Res.*, vol. 12, np 3-4, p. 195–218.
- Goldfinger, C., 2009. Sub-aquaeous Paleoseismology. In: McCalpin J.P. (Ed.). *Paleoseismology*, Academic Press, USA. *International Geophysics Series*, vol. 95, pp. 119-170.
- Goldfinger, C., Galer, S., Beeson, J., Hamilton, T., Black, B., Romsos, C., Patton, J., Hans Nelson, C., Hausmann, R., Morey, A., 2017. The importance of site selection, sediment supply, and hydrodynamics: A case study of submarine paleoseismology on the northern Cascadia margin, Washington USA. *Mar. Geol.*, vol. 384, p. 4-16, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.008>.
- Goldfinger, C., Hans Nelson, C., Johnson, J.E., Shipboard Scientific Party, 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics*, vol. 46, no 5, p. 1169-1194.
- Gray, T. E., Alexander, J., Leeder, M. R., 2005. Quantifying velocity and turbulence structure in depositing sustained turbidity currents across breaks in slope. *Sedimentology*, vol. 52, no 3, p. 467-488.
- Haak, A.B. and Schlager, W. 1989. Compositional variations in calciturbidites due to sea-level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. *Geologische Rundschau*, 78, 477–486, doi: 10.1007/BF01776186.
- Heezen, B.C. and Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks [Newfoundland] earthquake. *Am. J. Sci.*, vol. 250, no 12, p. 849–873.
- Jany, I., Scanlon, K.M., Mauffret, A., 1990. Geological Interpretation of Combined Seabeam, Gloria and Seismic Data from Anegada Passage (Virgin Islands, North Caribbean). *Mar. Geophys. Res.*, vol. 12, no 3, p. 173-196.
- Jorry, S.J., Camoin, G.F., Jouet, G., Le Roy, P., Vella, C., Courgeon, S., Prat, S., Fontanier, C., Paumard, V., Bouille, J., Caline, B., Borgomano, J., 2016. Modern sediments and Pleistocene reefs from isolated carbonate platforms (Iles Eparses, SW Indian Ocean): a preliminary study. *Acta Oecol.*, vol. 72, p. 129–143, <http://dx.doi.org/10.1016/j.actao.2015.10.014>.
- Kidd, R.B. and Searle, R.C., 1984. Sedimentation in the southern Cape Verde Basin: regional observations by long-range sidescan sonar. *Geol. Soc., London, Special Publications*, vol. 15, no 1, p. 145-152, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.09>.

- Kneller, B., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, vol. 47, p. 62-94.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 82, no 6, p. 1477-1488.
- Lallemand, S., Lehu, R., Rétif, F., Hsu, S. K., Babonneau, N., Ratzov, G., Bassetti, M.-A., Dezileau, L., Hsieh, M.-L., Dominguez, S., 2016. A~ 3000 years-old sequence of extreme events revealed by marine and shore deposits east of Taiwan. *Tectonophysics*, vol. 692, p. 325-341.
- Lane-Serff, G.F., Beal, L.M., Hadfield, T.D., 1995. Gravity current flow over obstacles. *J. Fluid Mech.*, vol. 292, p. 39-53.
- Laurencin, M., 2017. Etude de la géométrie, de la nature et des déformations de la zone de subduction des Petites Antilles du Nord. PhD Thesis, 294 p., University of Bretagne Loire, Brest.
- Laurencin, M., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Marcaillou, B., Evain, M., 2018. Influence of increasing convergence obliquity and shallow slab geometry onto tectonic deformation and seismogenic behavior along the Northern Lesser Antilles zone. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, vol. 492, p. 59-72, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.048>.
- Laurencin, M., Marcaillou, B., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Lallemand, S., Laigle, M., Lebrun, J.-F., 2017. The polyphased tectonic evolution of the Anegada Passage in the Northern Lesser Antilles subduction zone. *Tectonics*, vol. 36, no 5, p. 945-961, doi:10.1002/2017TC004511.
- Laurencin, M., Marcaillou, B., Graindorge, D., Lebrun, J.-F., Klingelhoefer, F., Boucard, M., Laigle, M., Lallemand, S., Schenini, L., 2019. The Bunce Fault and Strain Partitioning in the Northern Lesser Antilles. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 46, <https://doi.org/10.1029/2019GL083490>.
- Laursen, J., Normark, W.R., 2002. Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (33°S). *Mar. Geol.*, vol. 188, no 3-4, p. 365–390, PII:S0025-3227(02)00421-8.
- Leclerc, F., Feuillet, N., 2019. Quaternary coral reef complexes as powerful markers of long-term subsidence related to deep processes at subduction zones: Insights from Les Saintes (Guadeloupe, French West Indies). *Geosphere*, vol. 15, no 4, <https://doi.org/10.1130/GES02069.1>.
- Leclerc, F., Feuillet, N., Cabioch, G., Deplus, C., Lebrun, J.F., BATHYSAINTEs cruise scientific party, Bazin, S., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., De Min, L., Melezan, D., 2014. The Holocene drowned reef of Les Saintes plateau as witness of a long-term tectonic subsidence along the Lesser Antilles volcanic arc in Guadeloupe. *Mar. Geol.*, vol. 355, p. 114-135, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.017>.
- Lee, S.E., Talling, P.J., Ernst, G.G.J., Hogg, A.J., 2002. Occurrence and origin of submarine plunge pools at the base of the US continental slope. *Mar. Geol.*, vol. 185, no 3-4, p. 363-377, PII:S0025-3227(01)00298–5.

- Legendre, L., Philippon, M., Münch, Ph., Leticée, J.L, Noury, M., Maincent, G., Cornée, J.J., Caravati, A., Lebrun, J.F., Mazabraud, Y., 2018. Trench bending initiation: upper plate strain pattern and volcanism. Insights from the Lesser Antilles arc, St. Barthelemy Island, French West Indies. *Tectonics*, vol. 37, no 9, p. 2777-2797, doi: 10.1029/2017TC004921.
- Lewis, K.B., Barnes, P.M., 1999. Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Mar. Geol.*, vol. 162, no1, p. 39-69.
- Malaizé, B., Bertran, P., Carbonel, P., Bonnissent, D., Charlier, K., Galop, D., Imbert, D., Serrand, N., Stouvenot, Ch., Pujol, C., 2011. Hurricanes and climate in the Caribbean during the past 3700 years BP. *The Holocene*, vol. 21, no 6, p. 911–924, DOI: 10.1177/0959683611400198.
- Marcaillou, B., Klingelhoefer, F., 2013. ANTITHESIS-1-Leg1 Cruise, RV L'Atalante. doi:10.17600/13010070.
- Marcaillou, B., Klingelhoefer, F., 2016. ANTITHESIS-3 Cruise, RV Pourquoi Pas?, doi:10.17600/16001700.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage F., 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System. *Sediment. Geol.*, vol. 245-246, p. 48-62, doi:10.1016/j.sedgeo.2011.12.007.
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Mar. Geol.*, vol. 260, no 1-4, p. 45–68, doi:10.1016/j.margeo.2009.01.006.
- Muck, M. T., Underwood, M. B., 1990. Upslope flow of turbidity currents: A comparison among field observations, theory, and laboratory models. *Geology*, vol. 18, no 1, p. 54-57.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particles-driven density currents. *Mar. Geol.*, vol. 175, no 1-4, p. 221-235, PII: S0025-3227(01)001 14-1.
- Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G.E., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Léonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Jousseaume, R., Pakiades, M., 2012a. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology*, vol. 40, no. 7, p. 603-606, doi:10.1130/G32972.1.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Principaud, M., Chabaud, L., Eberli, G.E., Kindler, P., Billeaud, I., Gonthier, E., Fournier, F., Léonide, P., Borgomano, J., 2014. First discovery of channel–levee complexes in a modern deep-water carbonate slope environment. *J. Sediment. Res.*, vol. 84, no 11, p. 1139–1146, DOI: <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2014.90>.
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.E., Kindler, P., Gonthier, E., Billeaud, I., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G., François, A., 2012b. Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: Evidence of regional tectonic

- tilting. *Geology*, vol. 40, no. 9, p. 771-774, doi:10.1130/G33327.1.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., 1996. Climatic and Morphologic Relationships of Rivers: Implications of Sea-Level Fluctuations on River Loads. *J. Geol.*, vol. 104, no. 5, p. 509-523, <https://doi.org/10.1086/629849>.
- Mutti, E., Normark, W. R., 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. In *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems* (pp. 75-106). Springer, New York, NY.
- Nakajima, T., Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sediment. Geol.*, vol. 135, no 1-4, p. 1-19.
- Normark, W.R., Posamentier, H., Mutti, E., 1993. Turbidite systems: state of the art and future directions. *Rev. of Geophys.*, vol. 31, no 2, p. 91-116, 8755-1209/93/93 R G-02832.
- Nyberg, B., Helland-Hansen, W., Gawthorpe, R.L., Sandbakken, P., Eide, C.H., Somme, T., Hadler-Jacobsen, F., Leiknes, S., 2018. Revisiting morphological relationships of modern source-to-sink segments as a first-order approach to scale ancient sedimentary systems. *Sediment. Geol.*, vol. 373, p. 111-133, <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.06.007>.
- Pichot, T., Patriat, M., Westbrook, G.K., Nalpas, T., Gutscher, M.A., Roest, W.R., Deville, E., Moulin, M., Aslanian, D., Rabineau, M., 2012. The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America-South America plate boundary zone. *Mar. Geol.*, vol. 303, p. 154-171, doi:10.1016/j.margeo.2012.02.001.
- Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G., Gasperini, L., 2017. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Mar. Geol.*, vol. 384, p. 177-198, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.010>.
- Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, A., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochem. Geophys. Geosyst.* vol. 14, no 1, p. 112–140, doi:10.1029/2012GC004402.
- Posamentier, H. W., Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — sequence and systems tract models.
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H., Borgomano, J., 2015. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sediment. Geol.*, vol. 317, p. 27-42, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.008>.
- Principaud, M., Mulder, T., Hanquiez, V., Ducassou, E., Eberli, G.P., Chabaud, L., Borgomano, J., 2018. Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). *Sedimentology*, vol. 65, no 6, p. 2088–2116, doi: 10.1111/sed.12458.

- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, northeastern Australia. *Mar. Geol.*, vol. 289, no 1-4, p. 100–116, doi:10.1016/j.margeo.2011.09.013.
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Reimer, P.J., Renema W., 2014. Filling the gap: A 60 ky record of mixed carbonate-siliciclastic turbidite deposition from the Great Barrier Reef. *Mar. Pet. Geol.*, vol. 50, p. 40-50, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.11.009>.
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J. Y., Migeon, S., 2012. Late Quaternary geomorphologic evolution of submarine canyons as a marker of active deformation on convergent margins: the example of the South Colombian margin. *Mar. Geol.*, vol. 315, 77-97.
- Read, R.P., Carey, S.N., Ross, D.R., 1996. Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles Island Arc. *GSA Bull.*, vol. 108, no 1, p. 78-100, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0078:LQSITL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0078:LQSITL>2.3.CO;2).
- Reading, H.G., Richards, M.T., 1994. The classification of deep-water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder systems. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, vol. 78, no 5, p. 792–822.
- Reymer, J.J.G., Schlager, W., & Droxler, A.W. 1988. 15. Site 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian basin. Proceedings of the ocean drilling program: Bahamas: Covering Leg 101, 101, 213–220, doi: 10.2973/odp.proc.sr.101.137.1988.
- Richardson, P.L., 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Res. II: Tropical Studies in Oceanography*, vol. 52, no 3-4, p. 429-463, doi:10.1016/j.dsr2.2004.11.001.
- Robson, G. R., 1964. An earthquake catalogue for the eastern Caribbea. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol. 54, no 2, p. 785–832.
- San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2017. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. *Mar. Geol.*, vol. 384, p. 199-213, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005>.
- Saunders, M.A., Klotzbach, P.J., Lea, A.S.R., 2017. Replicating annual North Atlantic hurricane activity 1878-2012 from environmental variables: Replicating Long-Term Hurricane Activity. *J. Geophys. Res. Atmos.* 122, p. 6284–6297, <https://doi.org/10.1002/2017JD026492>.
- Schlager, W., Camber, O., 1986. Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, vol. 14, no 9, p. 762-765.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G., Droxler, A., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *J. Sediment. Res.*, vol. B64, no 3b, p. 270–281.
- Seibert, C., Feuillet, N., Ratzov, G., Beck, C., Cattaneo, A., submitted. Morphology and sedimentary transfers in the mixed carbonate-siliciclastic environment of the Lesser Antilles forearc along Barbuda and St. Lucia: implications for geo-hazard.

- Shiki, T., Kumon, F., Inouchi, Y., Kontani, Y., Sakamoto, T., Tateishi, M., Matsubara, H., Fukuyama, K., 2000. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sediment. Geol.*, vol. 135, no 1-4, p. 37-50.
- SHOM, 2018. MNT bathymétrie de façade de Saint-Martin et Saint-Barthélemy (Projet Homonim). http://dx.doi.org/10.17183/MNT_ANTN100m_HOMONIM_WGS84
- Sigurdsson, H., Sparks, R.S.J., Carey, S.N., Hunag, T.C., 1980. Volcanogenic Sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *J. Geol.*, vol. 88, no 5, p. 523-540.
- Stein, S., Engeln, J.F., Wiens, D.A., Fujita, K., Speed, R.C., 1982. Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *J. Geophys. Res.*, vol. 87, no B10, p. 8642-8664, <https://doi.org/10.1029/JB087iB10p08642>.
- Stéphan, J. F., Mercier-de-Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J. C., Olivet, J.L., Vila, J.M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgeois J., They, J. M., Tournon, J., Blanchet R., Dercourt J., 1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, vol. 6, no 8, p.6-919.
- Sumner, E.J., Siti, M.I., McNeill, L.C., Talling, P.J., Henstock, T.J., Wynn, R.B., Djajadihardja, Y.S., Permana, H., 2013. Can turbidites be used to reconstruct a paleoearthquake record for the central Sumatran margin? *Geology*, vol. 41, p. 763–766, no 7, doi:10.1130/G34298.1.
- Symithe, S., Calais, E., de Chabaliér, J.B., Robertson, R., Higgins, M., 2015. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean: current caribbean kinematics. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, vol. 120, no 5, p. 3748–3774.
- Talling, P.J., Wynn, R.B., Masson, D.G., Frenz, M., Cronin, B.T., Schiebel, R., Akhmetzhanov, A.M., Dallmeier-Tiessen, S., Benetti, S., Weaver, P.P.E., Georgiopoulou, A., Zühlsdorff, C., Amy, L.A., 2007. Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide: *Nature*, vol. 450, no 7169 p. 541,doi:10.1038/nature06313.
- Tcherepanov, E.N., Droxler, A.W., Lapointe, P., Mohn, K., 2008. Carbonate seismic stratigraphy of the Gulf of Papua mixed depositional system: Neogene stratigraphic signature and eustatic control. *Bas. Res.*, vol. 20, no 2, p.185–209.
- ten Brink, U., Danforth, W., Polloni, C., Andrews, B., Llanes, P., Smith., Parker, E., Uozumi, T., 2004. New seafloor map of the Puerto Rico trench helps assess earthquake and tsunami hazards. *Eos*, vol. 85, Issue 37, 349-354, <https://doi.org/10.1029/2004EO370001>.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Hanquiez, V., Etienne, S., 2017. Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: the northern slope of Little Bahama Bank. Bahamas. *Mar. Geol.*, vol. 391, p. 76–97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.014>.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Hanquiez, V., Ducassou, E., Gillet, H., 2015. Origin and

- architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslide. *Sediment. Geol.*, vol. 317, p. 9-26, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.003>.
- van Sebille, E., Scussolini, P., Durgadoo, J.V., Peeters, F.J.C., Biastoch, A., Weijer, W., Turney, C.S.M., Paris, C.B., Zahn, R., 2015. Ocean currents generate large footprints in marine palaeoclimate proxies. *Nat. Commun.*, vol. 6, no 6521, DOI: 10.1038/ncomms7521.
- Völker, D., Reichel, T., Wiedicke, M., Heubeck, C., 2008. Turbidites deposited on Southern Central Chilean seamounts: Evidence for energetic turbidity currents. *Mar. Geol.*, vol. 251, no 1-2, p. 15-31, doi:10.1016/j.margeo.2008.01.008.
- Wilson, P.A. and Robert, H.H., 1995. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama banks. *J. Sediment. Res.*, vol. 65, no 1A, <https://doi.org/10.1306/D426801D-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Woerther, P., Ferrant, A., 2016. Mission CASEIS – opérations de carottage.
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A., Kurkin, A., Koselkov, A., Zaitsev, A., 2003. The 1867 Virgin Island tsunami: observations and modeling, *Oceanol. Acta*, vol. 26, no 5-6, p. 609-621, doi:10.1016/S0399-1784(03)00059-8.

7 Caractérisation des dépôts sédimentaires profonds

7.1 Sources sédimentaires et morphologie des zones de dépôt

Les bassins (Figure 7-1) où ont été prélevés les sept carottes Piston présentent tous des caractéristiques différentes (aire, longueur, largeur). Ces caractéristiques ont été mesurées sur QGIS (Figure 7-1, Tableau 7-1). Deux bassins sont situés au niveau de la pente insulaire (ceux de CAS16-38 PC et CAS16-39PC, à des profondeurs de 4600 à 5200 m) tandis que tous les autres sont localisés dans le bassin d'avant-arc, à des profondeurs allant de 5800 à 6900 m.

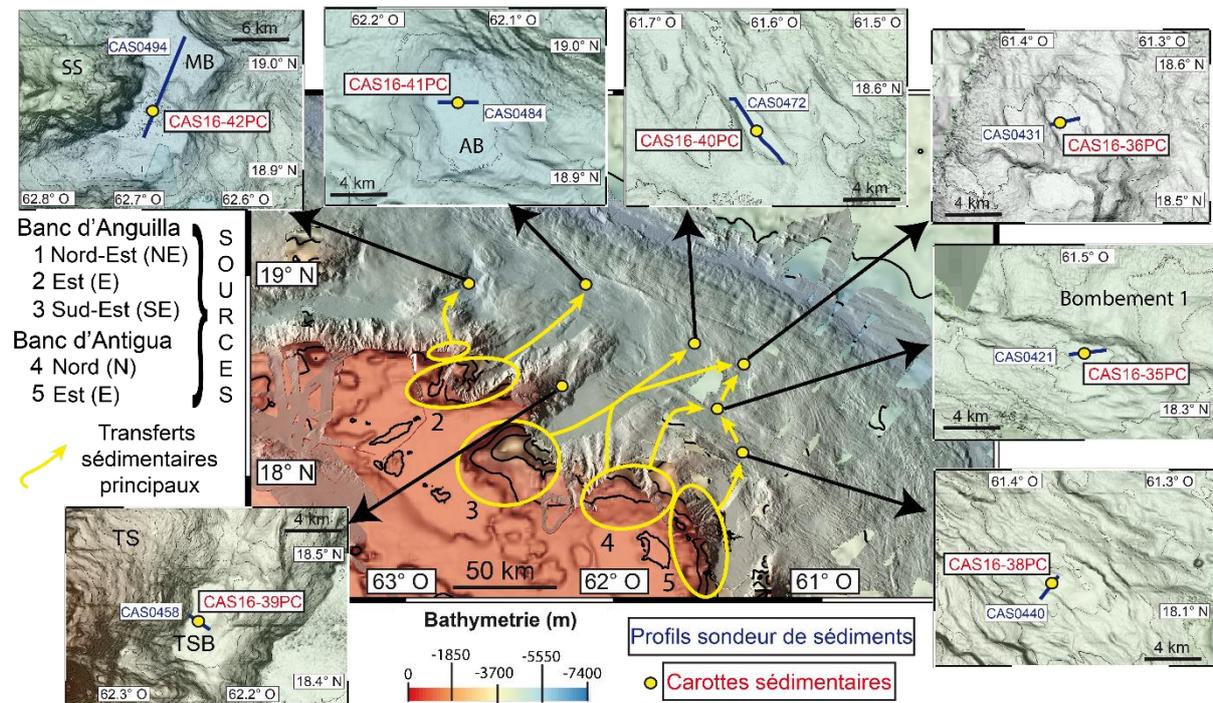


Figure 7-1 : Illustration des bassins de prélèvement des carottes et profil de sondeur de sédiments associé. Les principaux axes de transferts sont représentés par les flèches jaunes et réfèrent au tableau 7-1. AB : Bassin d'Anguilla ; MB : Bassin de Malliwana ; SS : Sombrero Saddle ; TS : Tintamarre Spur ; TSB : Tintamarre Spur Basin.

Quatre types de bassins se distinguent :

- Les bassins restreints (ceux de CAS16-35PC et CAS16-38PC) : ces bassins ont une aire peu élevée (3 km²) et sont situés à proximité de la pente insulaire ou d'un bombement (Bombement 1 ; Figure 7-1) faisant office de « haut fond » bathymétrique (~200 à 600 m plus élevé que les fonds marins).
- Les petits bassins (ceux de CAS16-36PC, CAS16-39PC et CAS16-40PC) : ces bassins ont une aire assez peu élevée (10 à 17 km²). Le bassin de CAS16-39PC, appelé Tintamarre Spur Basin (TSB ; Figure 7-1), a la particularité de se situer au niveau de l'éperon de Tintamarre.
- Le bassin moyen (celui de CAS16-41PC, appelé Anguilla Basin (AB, Figure 7-1). D'une aire d'environ 45 km², ce bassin est situé à proximité de la faille de Bunce, du prisme d'accrétion mais aussi du système

de faille MFS (Malliwana Fault System, [Laurencin et al., 2018](#)), qui fait partie de l'extension Est du Passage d'Anegada connectant le Passage d'Anegada à la faille de Bunce.

-Le bassin en *pull-apart* (celui de CAS16-42PC, appelé Malliwana Basin, MB, [Figure 7-1](#)). D'une aire de 145 km², ce grand bassin se situe dans l'extension Est du Passage d'Anegada et est structuré par des failles normales. Il est bordé à l'Est par le *Sombrero Saddle* (SS, [Figure 7-1](#)).

Ces bassins sont alimentés par cinq sources principales au niveau des bacs d'Anguilla (nord-est, est et sud-est) et d'Antigua (nord et est). D'autres zones sources sont possibles, comme la pente insulaire ou les hauts fonds structuraux (bombements, prisme d'accrétion...). En prenant en compte la bordure des plateformes (profondeur 100 à 200 m) comme zone source la plus éloignée, les distances sources-bassin de dépôt varient grandement ([Tableau 7-1](#)). Ainsi, le *Tintamarre Spur Basin* n'est alimenté que par des sources proches (<20 km) tandis que CAS16-36PC et CAS16-40PC sont très éloignées des sources possibles (105 à près 155 km pour le bassin d'Anguilla).

Carottes sédimentaire	Profondeur (m)	Bassins			Sources sédimentaires	Distances maximum des zones sources (km)
		Aire (km ²)	Longueur (km)	Largeur (km)		
CAS16-35PC	5813	3	2.5	1	Banc d'Antigua (N & E), pente isulaire	80 à 105
CAS16-36PC	6100	10	4	2	SE Banc d'Anguilla, N Banc d'Antigua, pente insulaire	105 à 155
CAS16-38PC	5145	3	3.5	1	Banc d'Antigua (N & E), pente isulaire	65 à 75
CAS16-39PC	4681	15	7	2.5	Paleo-Platform (E Banc d'Anguilla), Eperon de Tintamarre	20
CAS16-40PC	6119	17	7	2	SE Banc d'Anguilla, N Banc d'Antigua, pente insulaire	105 à 140
CAS16-41PC	6727	45	10	5.5	E Banc d'Anguilla, pente insulaire	80 à 110
CAS16-42PC	6898	145	18.5	8.5	NE Banc d'Anguilla, pente insulaire	50

Tableau 7-1 : Caractéristiques des bassins où ont été prélevées les carottes et distances maximales par rapport aux sources sédimentaires possibles. La longueur et la largeur des bassins indiquées sont les valeurs maximales

7.2 Les faciès sédimentaires

Les carottes sédimentaires ayant été collectées dans des bassins présentant différentes caractéristiques (profondeur, éloignement des sources...), elles devraient présenter divers faciès. L'étude détaillée de nombreux paramètres pétrophysiques (V_{pw} , MS), spectrocolorimétriques (L^*), géochimiques ($\log[Ca/(Fe+Ti)]$, Mn/Al, SiAl) et granulométriques (D50, courbes granulométriques combinée à des observations macroscopiques, microscopiques et radiogaphiques a permis de mettre en évidence trois groupes principaux de faciès : hémipélagite, turbidite et homogénite. Ces groupes sont composés de plusieurs faciès. Ainsi, le groupe hémipélagite (en bleu ou vert, [Figure 7-2](#)) présente trois faciès, le groupe turbidite (en jaune ou violet, [Figure 7-2](#)) en présente six et le groupe homogénite (en rouge, [Figure 7-2](#)) en présente deux. Trois autres faciès différents ont pu être identifiés mais ils ne font pas partie de ces groupes : *slurry-bed* (SB, en rose, [Figure 7-2](#)), pseudo-téphra (PT, en gris foncé, [Figure 7-2](#)) et lamines oxyques (OL, gris clair, [Figure 7-2](#)).

Tous les paramètres utilisés ont été étudiés en se basant sur leurs valeurs mais aussi sur les variations ou l'allure des courbes. La planche de CAS16-36PC (Figure 7-2) est le meilleur exemple afin de présenter les faciès en fonction de tous les paramètres cités précédemment. Cette carotte présente en effet treize des quatorze faciès identifiés.

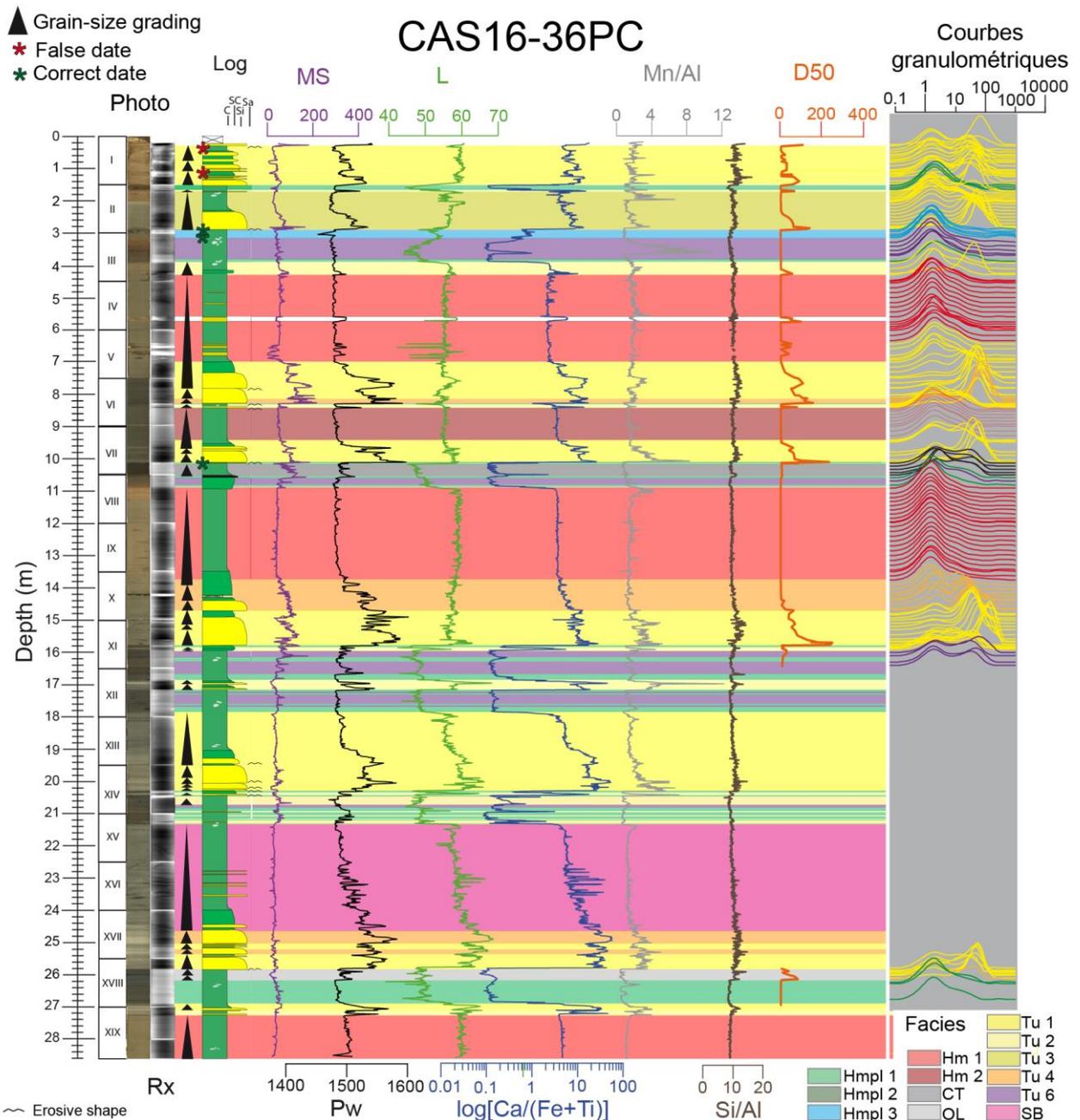


Figure 7-2 : Planche de CAS16-36PC illustrant treize des quatorze faciès identifiés dans les carottes sédimentaire : ceux du groupe turbidite (Tu 1, Tu 2, Tu 3, Tu 4 et Tu 6), du groupe homogénite (Hm 1 et Hm 2), du groupe hémipélagite (Hmpl 1, Hmpl 2 et Hmpl 3) ainsi que SB, PT et OL.

7.2.1 Hémipélagite

Ce groupe de faciès regroupe tous les niveaux de sédiments hémipélagiques et servent de base dans l'établissement du modèle hémipélagique « cumulé » indispensable pour déterminer le cadre chronologique. Trois faciès se distinguent: Hémipélagite simple, Hémipélagite redox et Hémipélagite carbonaté.

7.2.1.1 Hémipélagite simple : Hmpl 1

Ce faciès est caractérisé par une couleur plutôt sombre ($L \leq 50$ SI) ainsi qu'une faible à moyenne réflectivité en Rx (Figure 7-3). Il ne présente pas de structures sédimentaires dynamiques (ex : lamines) mais peut présenter des structures biologiques comme des bioturbations. L'hémipélagite simple est composée d'une matrice argileuse et fine, le D50 oscillant entre des valeurs faibles de 3 à 7 μm . Les courbes de distribution granulométrique (Figure 7-3) ont une allure unimodale (pic entre 3 et 7 μm). Les courbes pétrophysiques ont généralement une allure stable et de faibles valeurs (< 80 SI pour la SM et < 1500 m/s pour la Vp). Les ratios géochimiques ont également une allure stable et des valeurs peu élevées (< 4 pour Mn/Al, < 10 pour Si/Al). Le $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$ présente des valeurs faibles (autour de 0,1 pour la plupart des carottes, jusqu'à 3 pour 38PC et 39PC) qui sont en accord avec les proportions des analyses XRD. Celles-ci montrent une forte proportion d'élément argileux (54 à 65%), une proportion faible d'éléments volcanoclastiques (26 à 35%) et une proportion très faible d'éléments carbonatés (1 à 17%).

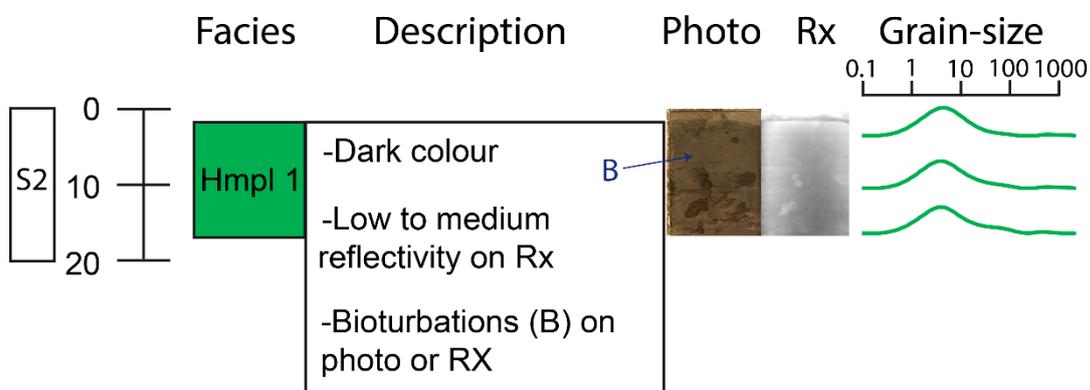


Figure 7-3 : Représentation du faciès Hmpl 1 sur CAS16-36PC

7.2.1.2 Hémipélagite redox : Hmpl 2

Ce faciès présente des caractéristiques très similaires au précédent : faible réflectivité en Rx, pas de structures sédimentaires témoignant d'une énergie, de nombreuses bioturbations, une matrice silto-argileuse, un D50 faible et des valeurs peu élevées dans les paramètres pétrophysiques et géochimiques. Certaines courbes granulométriques peuvent présenter des allures bimodales ou trimodales en raison de la présence de nombreuses bioturbations qui amènent du matériel silteux. Il se distingue cependant par une couleur hétérogène (Figure 7-4) et des valeurs en Mn/Al légèrement plus élevées (< 8). Des lamines noires discontinues peuvent également être identifiées.

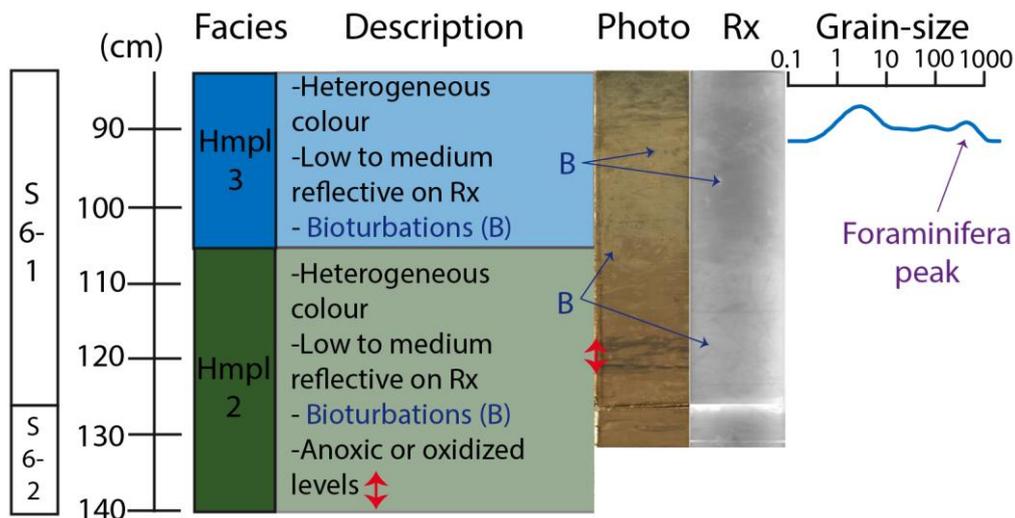


Figure 7-4 : Représentation des faciès Hmpl 2 et Hmpl 3 sur CAS16-38PC

7.2.1.3 Hémipélagite carbonatée : Hmpl 3

Ce faciès se distingue de Hmpl 1 et Hmpl 2 par une couleur plus claire (Figure 7-4). De nombreuses bioturbations peuvent également être identifiées, aussi bien sur les photos que sur les Rx. Les valeurs du $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$ sont plus élevées que dans les deux autres faciès hémipélagiques. Ceci se traduit par une tendance granulométrique très différente : le D50 est plus élevé (jusqu'à environ 20 μm) en raison de la présence de nombreux foraminifères planctoniques dans la matrice boueuse. L'allure des courbes granulométriques est trimodale, dû à la présence de nombreux organismes dans la matrice boueuse. Ce faciès est principalement retrouvé dans CAS16-38PC et CAS16-39PC qui sont les deux carottes les moins perturbées par la CCD.

7.2.2 Turbidite

Ce groupe de faciès englobe tous les niveaux turbiditiques correspondant à des dépôts de courants de turbidités provenant de diverses sources sédimentaires. Six faciès turbiditiques peuvent être identifiés : turbidite carbonatée, lamines/turbidites fines carbonatées, turbidite redox, turbidite mixte, turbidite volcanoclastique et turbidite hémipélagique.

7.2.2.1 Turbidite carbonatée : Tu 1

Ce faciès se caractérise par une couleur généralement claire (L^* de 53 à 65 SI) due notamment à la présence de nombreux clastes carbonatés. La réflectivité est très hétérogène en raison de la présence de nombreuses lamines planes et/ou obliques très réfléchives, qui sont parfois observables à l'œil nu (Figure 7-5).

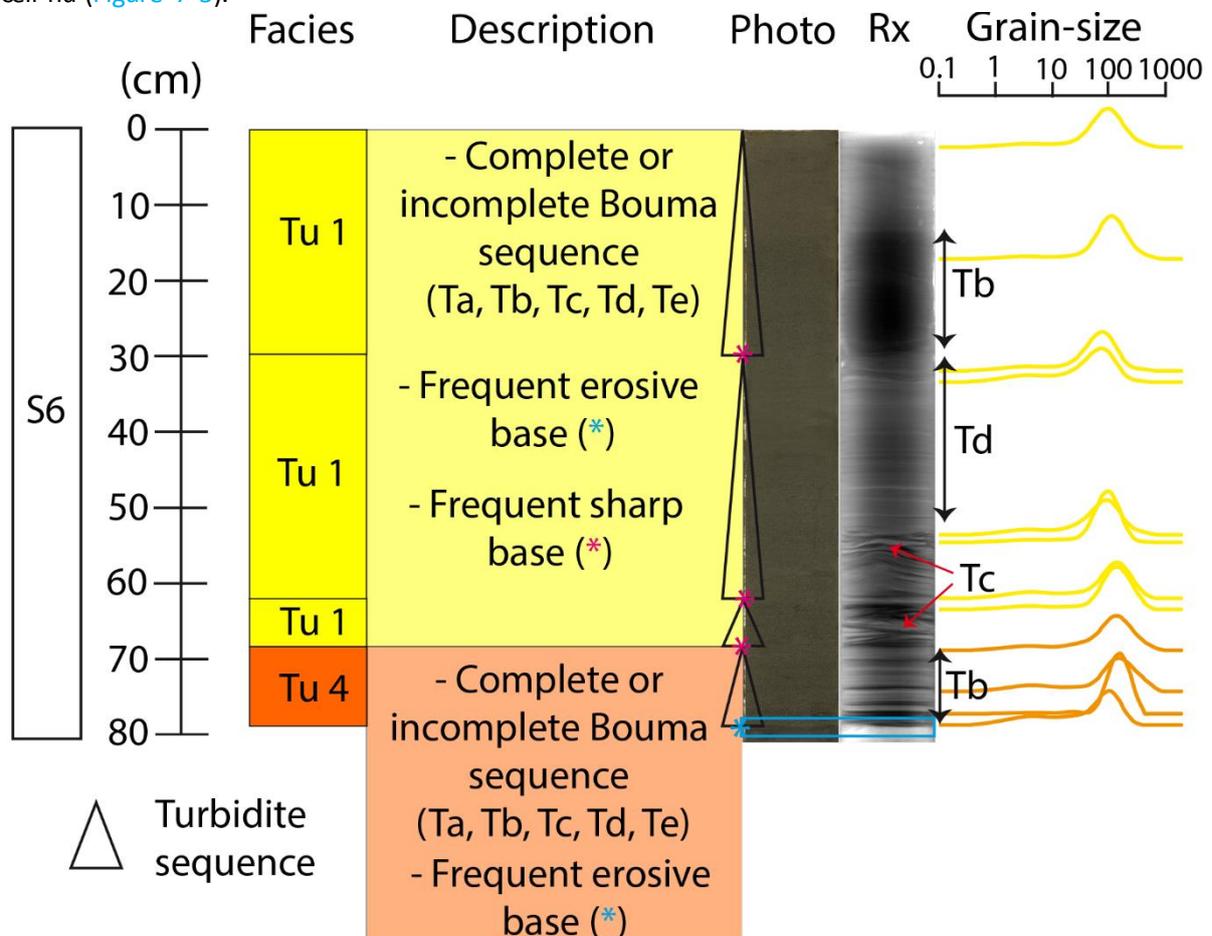
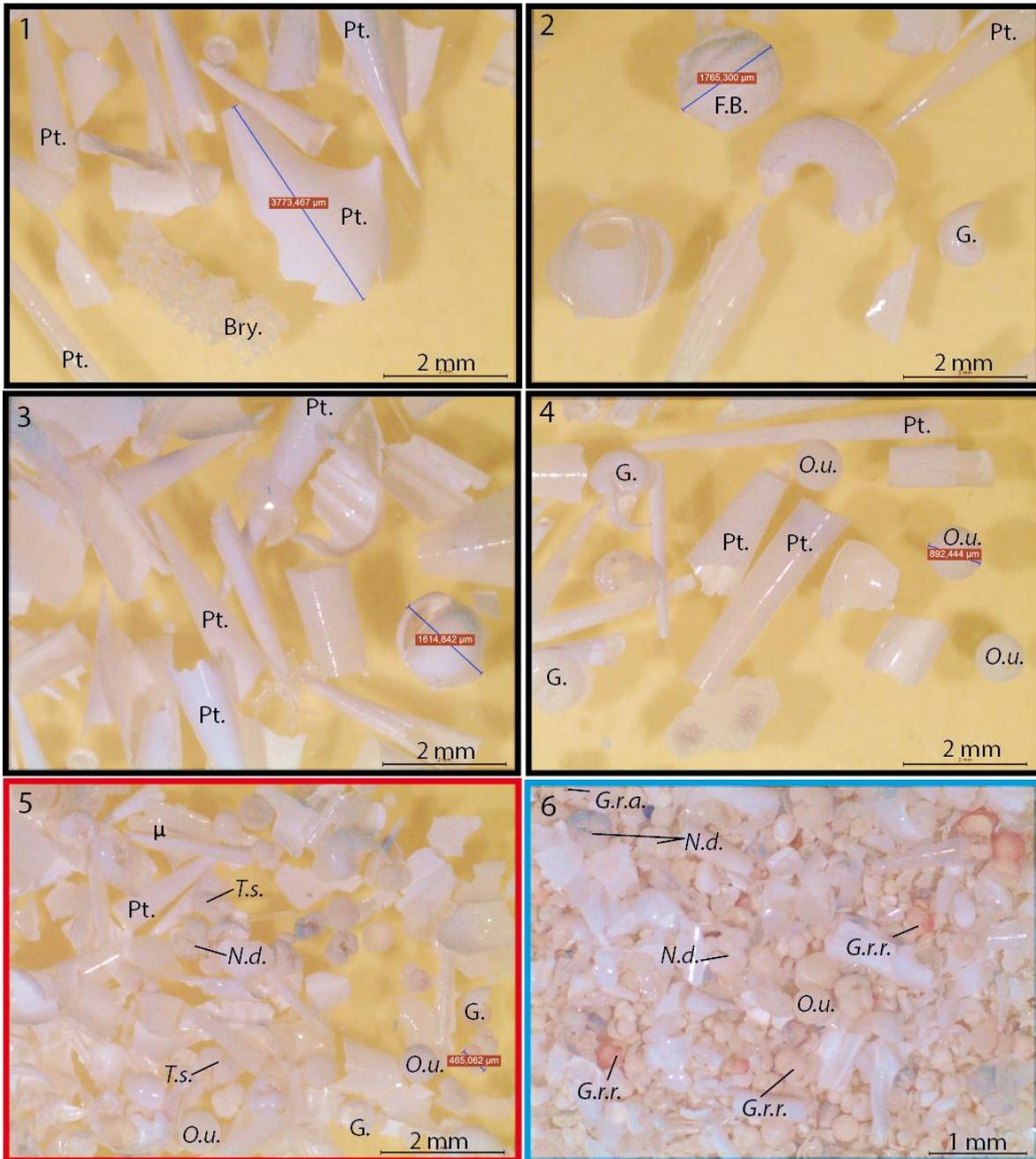


Figure 7-5 : Représentation des faciès Tu 1 et Tu sur CAS16-36PC

Ce faciès peut présenter un ou plusieurs termes de la séquence de Bouma (Ta, Tb, Tc, Td et/ou Te) ainsi qu'une base érosive ou une base nette. Assez souvent, les séquences sont incomplètes car

elles sont érodées par une nouvelle turbidite carbonatée. Quant il est présent, le terme Ta est riche en clastes carbonatés tels que des foraminifères planctoniques, des ptéropodes ou des morceaux de coquilles des gastéropodes non identifiés (Figure 7-6). Ces clastes peuvent être observés dans toutes les carottes, même dans les plus profondes et les plus distales. Les autres termes sont également riches en clastes carbonatés mais de taille moins élevée. Le D50 est élevé à très élevé (jusqu'à 506 μm). Les courbes de distribution granulométrique ont une allure typique de séquence de Bouma, avec une tendance unimodale et pic très élevé (100 à 1000) pour les termes Ta puis une tendance bimodale régressive pour les termes plus fins. Les courbes pétrophysiques montrent des valeurs plus élevées au niveau des termes les plus grossiers (< 200 SI pour la SM et < 1600 m/s pour la Vp) suivies d'une diminution. Les ratios Mn/Al et Si/Al sont assez peu significatifs dans ce faciès sachant que l'augmentation relative du ratio Mn/Al (jusqu'à 10) est uniquement due à la faible présence d'aluminium dans ce faciès. Ceci est corroboré par le ratio Si/Al (deux éléments terrigènes) ne montrant qu'une infime augmentation (Figure 7-2).



- Fraction > 250 µm
- Fraction > 125 µm
- Fraction < 125 µm

- Pt. Pteropde
- Bry. Bryozoaire
- G. Gastéropode
- F.B. Foraminifère benthique

- Foraminifères planctoniques {
 - N.d. *Neogloboquadrina dutertrei*
 - O.u. *Orbulina universa*
 - G.r.a. *Globigerinoides ruber alba*
 - G.r.r. *Globigerinoides ruber rosea*
 - T.s. *Trilobatus sacculifer*

Figure 7-6 : Photo à la loupe binoculaire (grossissement x 40) du contenu du terme Ta d'une turbidite de CAS16-38PC (section 4-81,5 cm). Les photos 1 à 4 ont été prises sur la fraction supérieure à 250 µm, la photo 5 sur la fractions upérieure à 125 µm (et inférieure à 250 µm) et la photo 6 a été prise sur la franction inférieure à 125 µm.

Le log[Ca(Fe+Ti)] présente des valeurs très élevées (de 10 à 50) en accord avec les proportions des données XRD. Le terme Ta est composé de 14 à 27% d'éléments volcaniques, de 64 à 86% d'éléments carbonatés et de 0,3 à 7% de minéraux argileux. Enfin, le terme Te est composé de 20 à

23% de minéraux volcaniques, de 50 à 56% d'éléments carbonatés et de 23 à 26% de minéraux argileux. Dans le détail, certaines turbidites ont des proportions en aragonite (de 10 à 62%) plus importante qu'en calcite (de 20 à 63%), ce qui peut donner des informations importantes sur la profondeur des sources.

7.2.2.2 Lamines/turbidites fines carbonatées : Tu 2

Ce faciès est assez similaire au précédent mais se différencie surtout en termes d'épaisseur et de séquence. Ainsi, ce faciès fait au maximum 30 cm d'épaisseur et présente dans le détail une lamine ou plusieurs petites lamines carbonatées peu épaisses (1-2 cm) à sa base suivi d'un niveau boueux plus fin. On observe rarement une base nette et la séquence de Bouma n'est jamais complète (Figure 7-7).

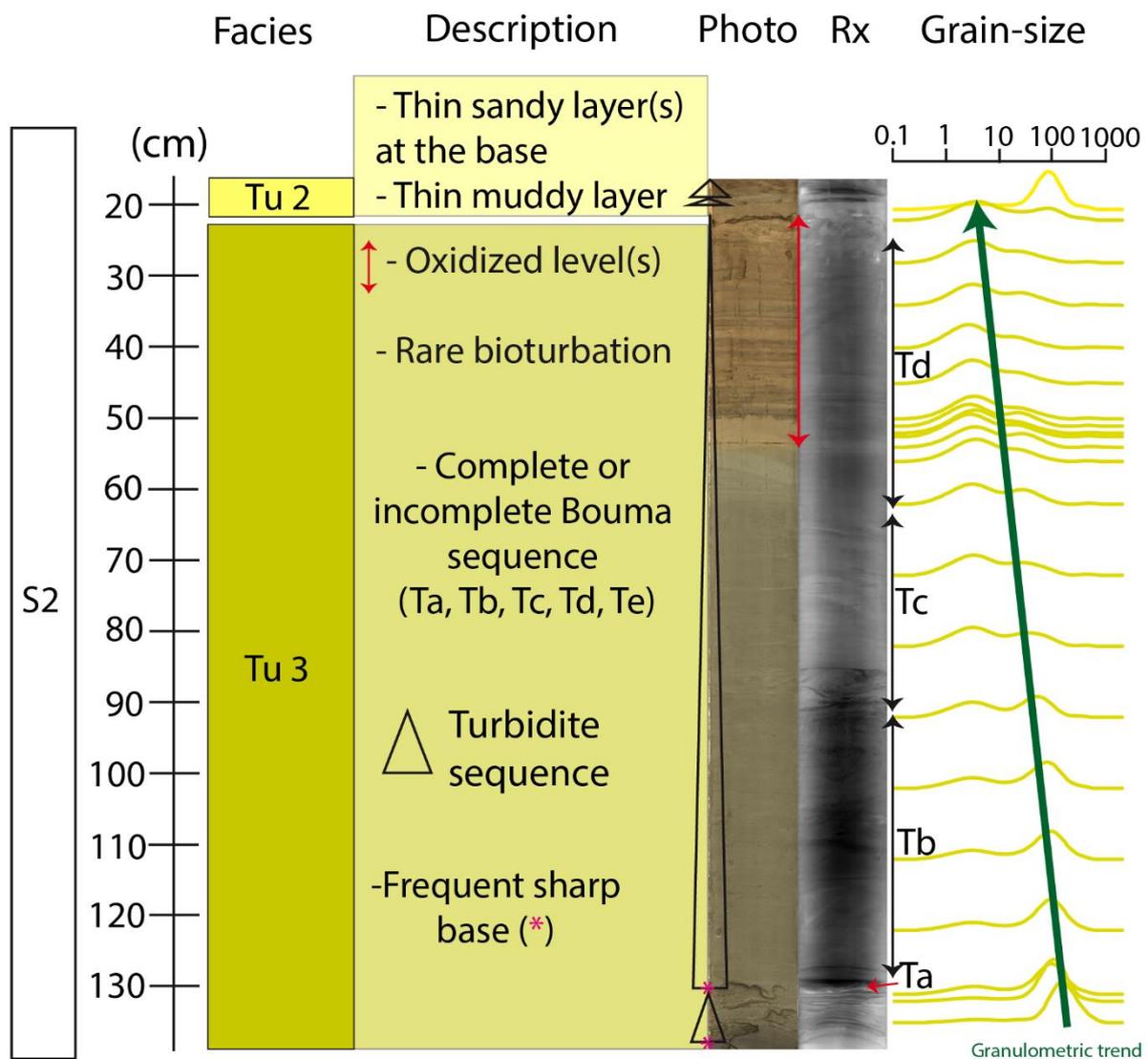


Figure 7-7 : Représentation des faciès Tu 2 et Tu 3 sur CAS16-36PC

Les clastes carbonatés présents dans les lamines sont très fins et correspondent le plus souvent à des fragments de tests de foraminifères planctoniques. Le D50 est moyen (autour de 50 μm) et les courbes granulométriques présentent une tendance unimodale avec un pic autour de 100 μm pour les lamines et une allure bimodale pour le terme plus fin. Ce faciès est généralement identifiable par des pics ou des valeurs plus élevées en SM (≈ 100 SI) et Vp (≈ 1550 m/s). Le $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$ présente des valeurs très élevées similaires au faciès Tu 1 (de 2 à 40). Les analyses XRD donnent une composition en minéraux volcaniques de 19 à 28%, en minéraux carbonatés entre 28 et 70% et en minéraux argileux de 10 à 42%.

7.2.2.3 Turbidite redox : Tu 3

Ce faciès est également très similaire à Tu 1 en ce qui concerne la couleur, la réflectivité, la présence de termes de la séquence de Bouma, le D50 et les courbes granulométriques ainsi que l'allure des courbes pétrophysiques. Une différence majeure est cependant identifiable au sommet de ce faciès, dans la fraction fine, qui peut présenter un « intervalle redox » illustré par une couleur (rouge-ocre) différente, des lamines noires observables en photo mais pas systématiques en Rx ainsi que la présence potentielle de bioturbations (Figure 7-7). Le terme grossier est composé de 30% de minéraux volcaniques, de 63% de minéraux carbonatés et de 6% de minéraux argileux tandis que le terme Tc et l'intervalle redox ont des valeurs similaires entre eux (respectivement 22 et 23% de minéraux volcaniques, 48 et 50% de minéraux carbonatés et 29 et 26% de minéraux argileux).

7.2.2.4 Turbidite mixte : Tu 4

Similaire à Tu1 en ce qui concerne la couleur, la réflectivité, la présence de termes de la séquences de Bouma, le D50 et les courbes granulométriques (Figure 7-5) ainsi que l'allure des courbes pétrophysiques et géochimiques, ce faciès se distingue uniquement par la présence de lithoclastes dans les parties les plus grossières en plus des clastes carbonatés. Il s'agit le plus souvent de quartz, d'amphibole, de plagioclases ou des pyroxènes. Les données XRD ne montrent qu'un léger enrichissement en minéraux volcaniques (16 à 37%) et des valeurs en minéraux carbonatés (61 à 80%) et argileux ($\sim 2\%$) similaires à Tu 1.

7.2.2.5 Turbidite volcanoclastique : Tu 5

Ce faciès rare n'est retrouvé que dans CAS16-39PC. Il s'agit du faciès turbiditique le plus sombre, de marron à noir (L^* entre 40 et 50 SI). Il présente une forte réflectivité sauf sur les niveaux laminés très hétérogènes (Figure 7-8). L'allure des courbes granulométriques montre aussi bien une distribution unimodale (pic autour de 100 μm) que bimodale (pics autour de 100 et 200 μm). Même si des tendances décroissantes peuvent être observées, ce faciès semble plutôt mal trié et présente une base nette ou érosive. Les courbes pétrophysiques peuvent présenter des valeurs très élevées (jusqu'à 670 SI en SM et autour de 1536 m/s en Vp). Les valeurs du ratio Si/Al et Mn/Al peuvent également être très élevées (respectivement de 19 maximum et de 34 maximum) montrant un enrichissement en éléments comme l'aluminium ou le silicium tandis que le $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$ est bas (autour de 1). Il n'y a pas de données XRD pour illustrer ce faciès.

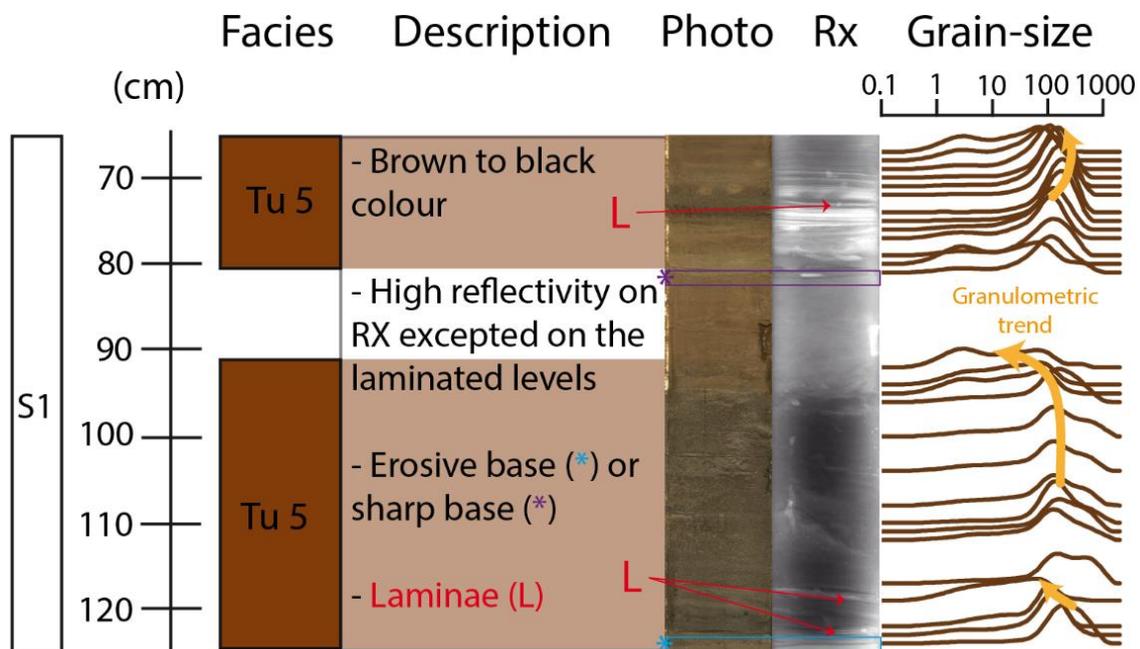


Figure 7-8 : Représentation du faciès Tu 5 sur CAS16-39PC

7.2.2.6 Turbidite hémipélagique : Tu 6

Ce faciès turbiditique est caractérisé par une couleur hétérogène généralement sombre (L^* de 43 à 52 SI). La réflectivité est très hétérogène en raison de l'alternance de lamines millimétriques et de niveaux de sédiment boueux fin (Figure 7-9). Le D50 et les courbes granulométriques ne sont pas significatives pour ce faciès car seuls les niveaux fins ont été prélevés (les niveaux laminés ayant trop peu de matériel pour les analyses granulométriques) et ont donc des tendances semblables à celles de l'hémipélagite. Ce faciès a d'ailleurs des valeurs semblables à celles de l'hémipélagite en ce qui

concerne la MS (20 SI en moyenne avec quelques pics jusqu'à 100 SI correspondant à certaines lamines), la Vp (autour de 1500 m/s), le Si/Al (autour de 10) et le log[Ca(Fe+Ti)] (autour de 0,2 jusqu'à 1 pour quelques lamines). Ce faciès est composé de 35% de minéraux volcaniques, de 2% de minéraux carbonatés et 61% de minéraux argileux.

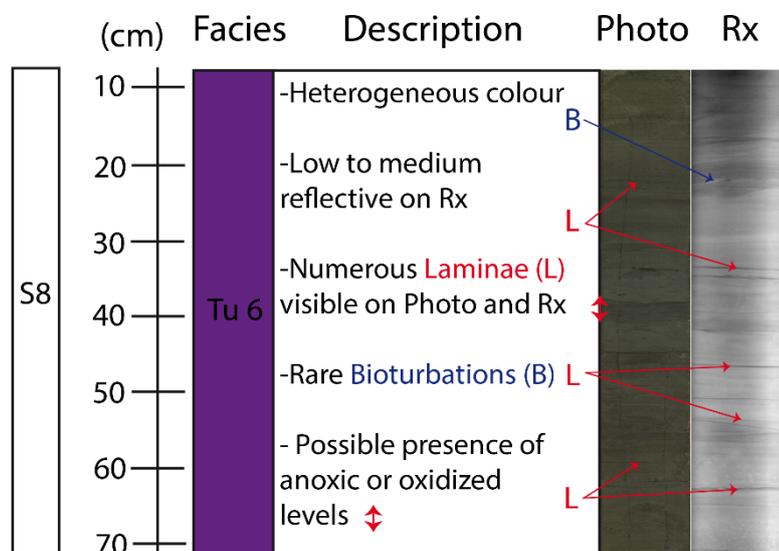


Figure 7-9 : Représentation du faciès Tu 6 sur CAS16-36PC

7.2.3 Homogénite

Le groupe de faciès Homogénite comprend deux faciès : homogénite unimodale et homogénite bimodale). Ces faciès correspondent à des niveaux de sédiments relativement homogènes.

7.2.3.1 Unimodale : Hm 1

Ce faciès présente une couleur homogène claire les carottes (L* entre 55 et 60 SI). En réflectivité, il ressort globalement homogène et moyennement réflectif malgré la présence de quelques lamines très réfléchives et non visibles à l'œil nu. Le D50 est globalement constant (~5 µm) et les courbes granulométriques ont une allure unimodale avec un pic entre 3 et 7 µm (Figure 7-10). De par son homogénéité, ce faciès présente très peu de variations dans les courbes pétrophysiques (autour de 50 SI pour la SM et entre 1475 et 1500 m/s pour la Vp) ainsi que pour les ratios géochimiques (autour de 2 pour Mn/Al, autour de 10 pour Si/Al et de 2 à 5 pour le log[Ca(Fe+Ti)]). Parfois, le sommet de ce faciès présente des valeurs plus élevées en Mn/Al (jusqu'à 4) et présente un niveau de couleur différente, probablement affecté par l'activité biologique ou par des processus chimiques lors de la

diagénèse. Ce faciès est composé de 19 à 23% de minéraux volcaniques, de 35 à 47% de minéraux carbonatés et de 32 à 40% de minéraux argileux.

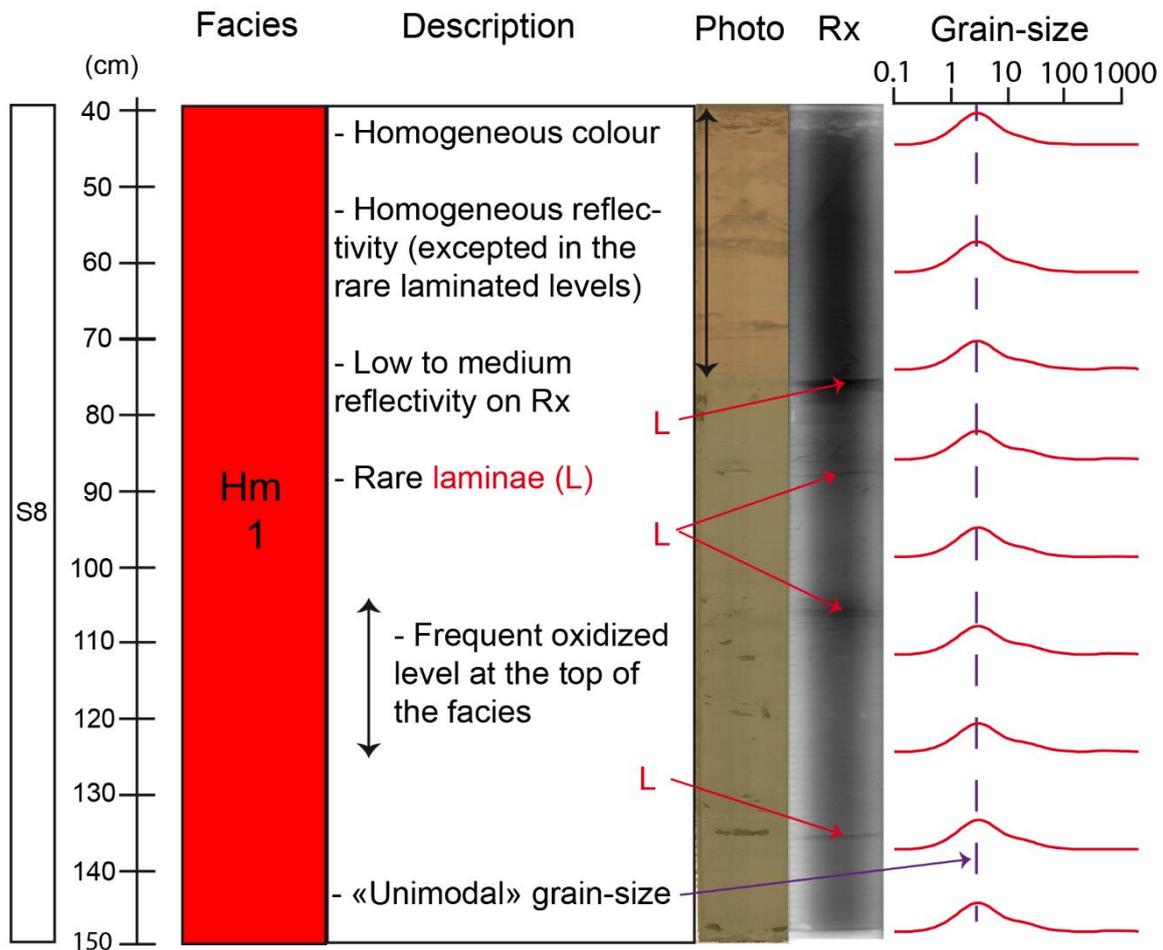


Figure 7-10 : Représentation du faciès Hm 1 sur CAS16-36PC

7.2.3.2 Bimodale : Hm 2

Ce faciès correspond en tout point à Hm1 avec une couleur homogène, une réflectivité globalement homogène, la présence de quelques lamines et des valeurs constantes en D50, SM, Vp, Si/Al, Mn/Al et $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$. La différence notable provient des courbes granulométriques qui présentent une allure bimodale avec deux pics, un vers 7 μm et l'autre 11 μm (Figure 7-11). Ce faciès est composé de 22% de minéraux volcaniques, de 42,5% de minéraux carbonatés et de 34% d'éléments argileux.

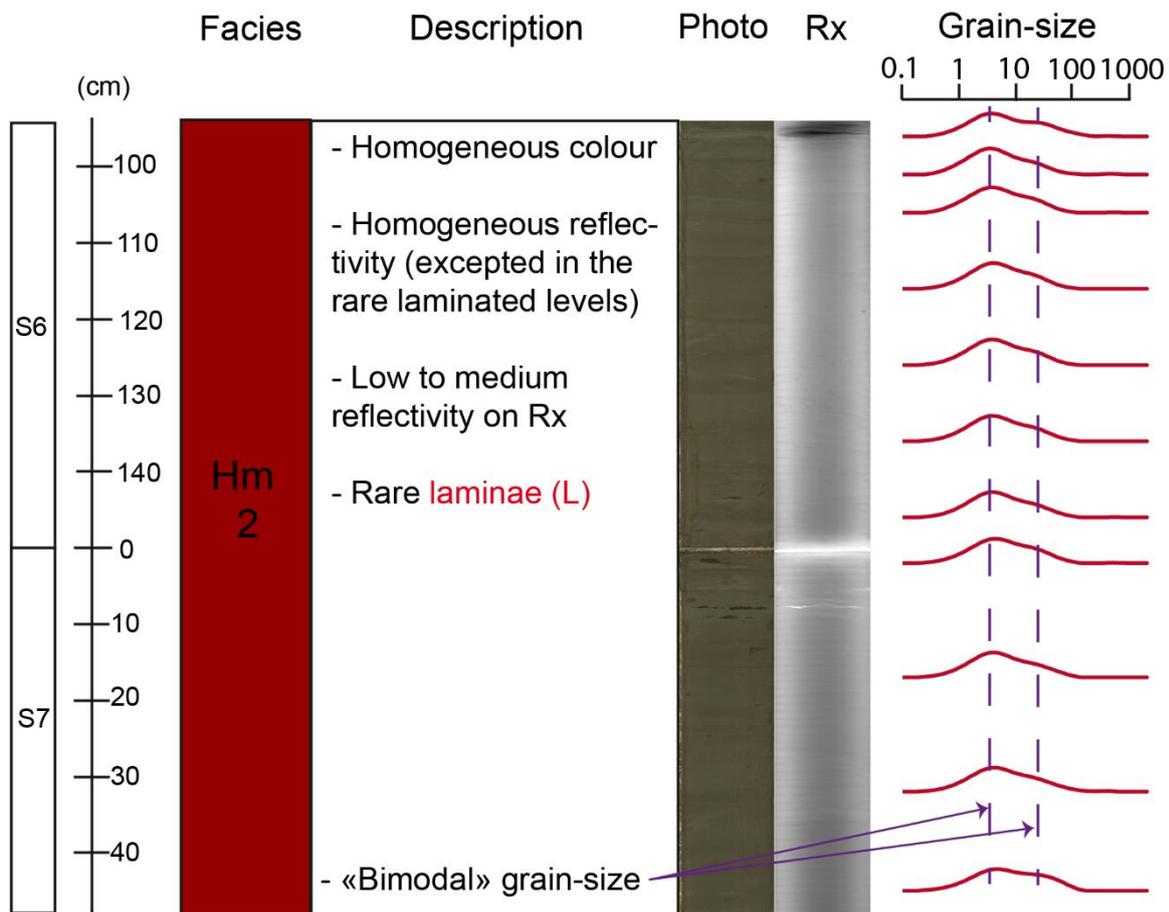


Figure 7-11 : Représentation du faciès Hm 2 sur CAS16-36PC

7.2.4 Autres faciès

Trois faciès assez différents des autres groupes ont également pu être identifiés: *slurry bed*, pseudo-téphra et lamines oxyques.

7.2.4.1 *Slurry bed* : SB

Ce faciès présente une couleur hétérogène, claire dans certaines carottes et sombre dans d'autres. La réflectivité est très hétérogène et présente une matrice argileuse homogène parsemée de nombreuses lamines parallèles, obliques voire même totalement désordonnées. Parfois, des clastes réfléchissants et non-identifiés de forme arrondie (SC, Figure 7-12) ainsi que des *mud clasts* peuvent être identifiés. Ils présentent généralement une base nette. Le D50 varie de 3 µm pour les niveaux fins à 58 µm pour les niveaux grossiers. Les courbes granulométriques sont bimodales et montrent une décroissance granulométrique globale. Les courbes pétrophysiques (SM autour de 70 SI et Vp autour de 1480 m/s) et géochimiques (autour de 2 pour Mn/Al, de 10 pour Si/Al et entre 3 à 30 pour le

$\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$) sont globalement constantes et assez proches de celles des homogénites. Ce faciès est composé de 18% de minéraux volcaniques, de 64% de minéraux carbonatés et de 17% de minéraux argileux. Tous ces éléments (matrice argileuse, lamines désordonnées, *mud clasts*...) montrent un faciès désordonné et mal trié. Il a donc été appelé *slurry bed*, qui sont des dépôts sédimentaires particuliers à mi-chemin entre une turbidite et une débrite (Lowe & Guy, 2000; Sylvester & Lowe, 2004).

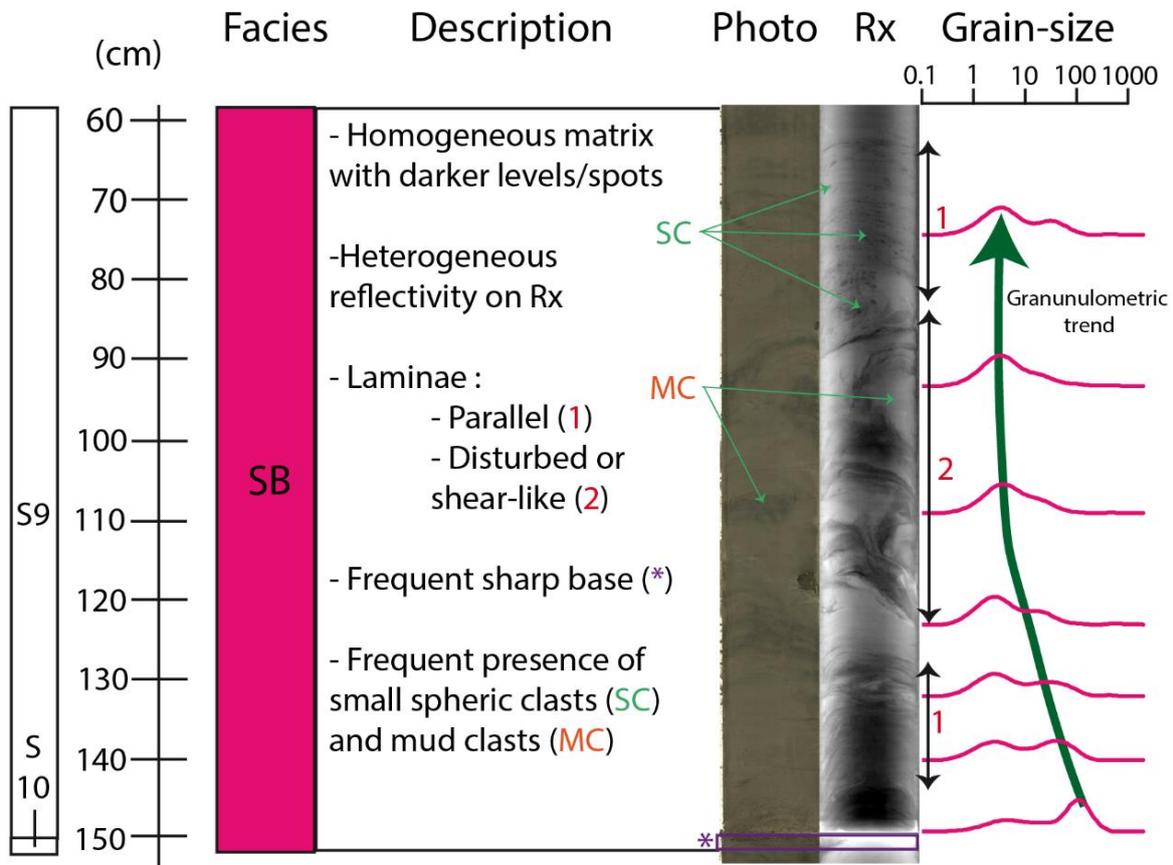


Figure 7-12 : Représentation du faciès SB sur CAS16-41PC

7.2.4.2 Pseudo-téphra : PT

Ce faciès s'illustre par une couleur très sombre (<50 SI) avec une lamine très noire à sa base. Il présente une faible réflectivité excepté au niveau des lamines (Figure 7-13). Le D50 est généralement bas (autour de 5 μm) sauf au niveau de certaines lamines plus grossières (115 μm). Les courbes de distribution ont une allure bimodale avec des pics entre 1 et 100 μm . Ce faciès présente des valeurs moyennes à élevées en SM (100 à 500 SI), en Vp (1515 à 1580 m/s) et des valeurs peu élevées dans les courbes géochimiques (1 à 4 pour Mn/Al, 10 à 12 en Si/Al et 0,1 à 2 pour le $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$). Ce faciès est composé de 70% de minéraux volcaniques, de 2% de minéraux carbonatés et de 26% de minéraux argileux. Il s'agit du faciès le plus riche en minéraux volcaniques, il est donc très probable qu'il s'agisse d'un téphra, c'est-à-dire un dépôt de cendres résultant d'une éruption volcanique. Cependant, comme

la classification de ce faciès en téphra nécessiterait d'autres analyses, ce faciès est appelé pseudo-téphra.

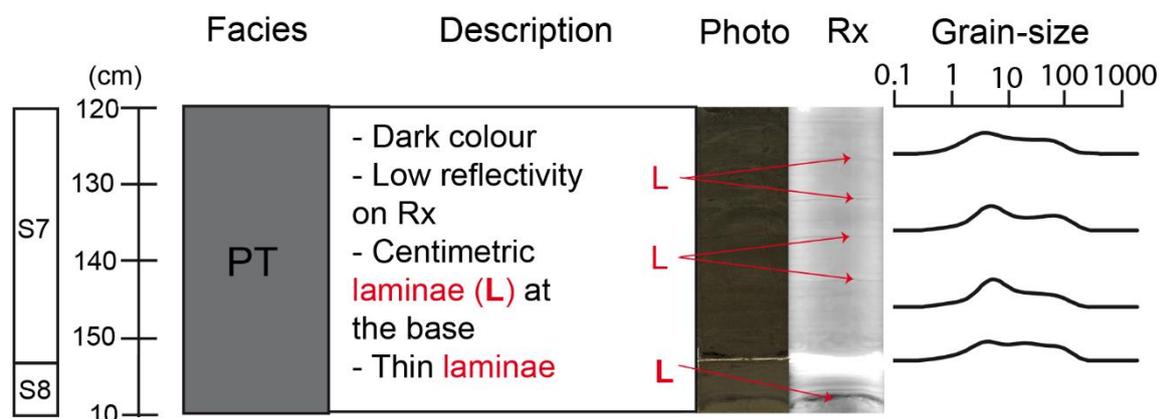


Figure 7-13 : Représentation du faciès PT sur CAS16-36PC

7.2.4.3 Lamines oxyques: OL

Ce faciès un peu particulier présente une couleur sombre (L^* autour de 50 SI) et hétérogène ainsi que des spots très sombres de matière organique (Figure 7-14). En réflectivité, il apparaît assez peu réfléchif mais quelques lamines un peu plus réfléchives peuvent être identifiées. Le D50 est très variable (5 à 70 μm) et les courbes granulométriques montrent de tendances différentes, allant d'une signature grossière unimodale (pic vers 100 μm) à une signature plus fine bimodale. Ce faciès présente des valeurs faibles en SM (autour de 20SI), une Vp moyennement élevée (autour de 1500 m/s) et des valeurs basses dans les rapports géochimiques (autour de 4 pour Mn/Al, de 10 pour Si/Al et autour de 0.1 pour le $\log[\text{Ca}(\text{Fe}+\text{Ti})]$). Ce faciès est composé de 34 à 40% de minéraux volcaniques, de 1% de minéraux carbonatés et de 55 à 63% de minéraux argileux.

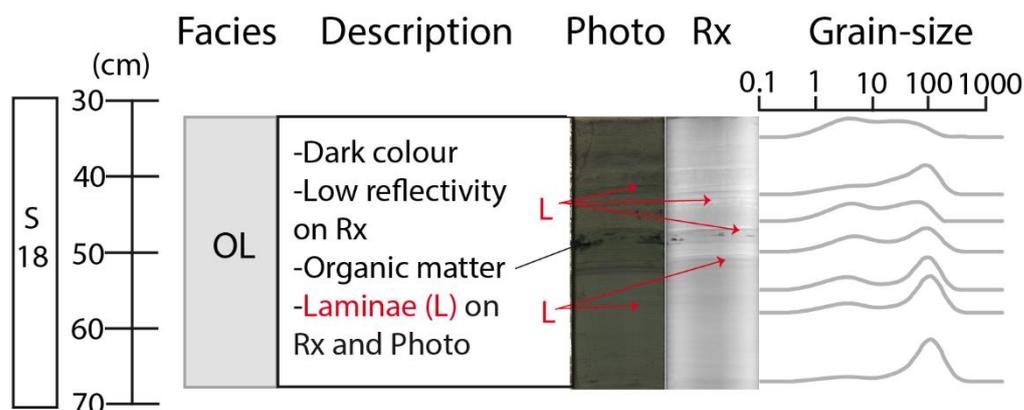


Figure 7-14 : Représentation du faciès OL sur CAS16-36PC

Le [Tableau 7-2](#) récapitule toutes les caractéristiques structurales, pétrophysiques, géochimiques et granulométriques de tous les faciès. Chaque faciès est associé à une couleur qui est utilisée sur toutes les figures relatives aux faciès (planches, illustration des faciès). La répartition des faciès dans les carottes sédimentaires montre qu'ils ne sont pas systématiquement identifiés dans toutes les carottes.

Code	Groupe	Description des faciès											Signature XRD			Nom du Faciès	Carottes sédimentaires
		Granulométrie	Courbes granulométriques	Couleur	Structures sédimentaires	Bioturbations	Rx (Refl.)	MS	Pw	log[Ca/(Fe+Ti)]	Si/Al	Mn/Al	Argiles (%)	Volc. (%)	Carbonates (%)		
Hmpl 1	Hemipelagite	Boue très fine à fine D50 bas	Unimodales (1-10 µm)	Sombre L* bas	Non	Oui	Basse à moyenne	Basse		Moyenne & constante	Basse à moyenne	59-64	32-33.5	1-7	Hémipelagite simple	Toutes	
Hmpl 2		Boue très fine à fine D50 bas	Unimodales (1-10 µm)	Sombre L* bas	Non	Oui (nombreuses)	Basse à moyenne	Basse		Moyenne & constante	Moyenne à élevée	PAS DE DONNES			Hemipelagite redox	35PC 36PC 38PC	
Hmpl 3		Boue fine D50 bas	Bimodales à trimodales (pic ~700 µm)	Clair L* moyen	Non	Oui (nombreuses)	Basse à moyenne	Basse	Medium	Moyenne & constante	Moyenne & constante	35-54	23.5-26	17-40	Hémipelagite carbonatée	35PC 36PC 38PC 39PC	
Tu 1	Turbidite	Sable fin à grossier D50 élevé à la base puis décroissance	Unimodales (100 à 1000 µm) à bimodales	Clair L* élevé	Lamines obliques et planes	Non	Haute	Elevée à la base puis décroissance		Légère augmentation à la base	Non significatif	0.5 (Ta) - 26 (Te)	14-27 (Ta) 19-23 (Te)	64-86 (Ta) - 50-56 (Te)	Turbidite carbonatée	Toutes	
Tu 2		Sable fin D50 moyen	Bimodales	Clair L* élevé	Lamines planes	Non	Moyenne	Légère augmentation à la base		Non significatif	12-23	24-25	51-61	Lamines/Turbidites fines carbonatées	Toutes		
Tu 3		Sable fin à grossier D50 élevé à la base puis décroissance	Unimodales à la base (100 to 1000 µm) puis bimodales	Clair L* élevé	Lamines obliques et planes	Lamines noires et planes au sommet	Haute	Elevée à la base puis décroissance		Augmentation au sommet	26 (red) - 29 (Te) - 6 (Ta)	23 (red) - 22 (Te) - 30 (Ta)	50 (red) - 48 (Te) - 63 (Ta)	Turbidite redox	35PC 36PC 38PC 41PC		
Tu 4		Sable fin à grossier D50 élevé à la base puis décroissance	Unimodales à la base (100 à 1000 µm) puis bimodales	Clair L* élevé	Lamines obliques et planes	Non	Haute	Elevée à la base puis décroissance		Non significatif	2 (Ta)	16-36 (Ta)	61-80 (Ta)	Turbidite mixte	Toutes		
Tu 5		Sable fin à moyen D50 moyen à élevé		Sombre L* bas	Lamines planes	Non	Haute	Elevée à la base puis décroissance	Peu élevée	Elevée à la base puis décroissance	Moyenne & constante	PAS DE DONNES			Turbidite volcanoclastique	39PC	
Tu 6		Sable fin D50 moyen	Bimodales	Sombre L* bas	Lamines planes	Oui	Moyenne	Peu élevée		Moyenne & constante	61	35	2	Turbidite hemipelagique	35PC 36PC 38PC 42PC		
Hmg 1	Homogenite	Boue fine D50 bas	Unimodales (3-7 µm)	Homogène L* moyen	Rares lamines	Rares (au sommet)	Moyenne	Moyenne & constante		Moyenne avec rare augmentaion au sommet	32-40	19-24	35-47	Homogenite unimodale	35PC 36PC		
Hmg 2		Boue fine D50 bas	Bimodales (3-7 µm et 20-40 µm)	Homogène L* moyen	Rares lamines	Rares (au sommet)	Moyenne	Moyenne & constante		Moyenne avec rare augmentaion au sommet	34	12.5	42.5	Homogenite Bimodale	36PC 41PC		
SB	Autres faciès	Sable fin D50 moyen	Bimodales	Très hétérogène	Lamines planes et désordonnées + mud clasts	Rares	Moyenne	Moyenne & constante			17	18	64	Slurry bed	35PC 36PC 40PC 41PC 42PC		
CT		D50 moyen	Bimodales (8 et 100 µm)	Sombre L* bas	Lamines planes	Non	Haute	Moyenne à élevée	Légère augmentation à la base		Moyenne & constante	26	70	2	Pseudo-tephra	35PC 36PC 38PC 40PC	
OL		D50 moyen	Unimodales (100 à 1000 µm) à bimodales	Sombre L* bas	Lamines planes	Rares	Basse à moyenne	Légère augmentation à la base		Moyenne & constante	55-63	34-50	1	Lamines oxyques	36PC		

Tableau 7-2 : Récapitulatif des caractéristiques structurales, pétrophysiques, géochimiques et granulométriques de tous les faciès et répartition des faciès dans les carottes sédimentaires. Les données XRD par échantillon sont disponibles en Annexe 8.

7.2.5 Signature géochimique des faciès

L'utilisation des ratios géochimiques, combiné aux données XRD lorsqu'elles étaient disponibles, a été déterminante afin de caractériser la plupart des faciès sédimentaires. Afin de mieux illustrer les différences géochimiques entre les faciès, ceux-ci ont été représentés dans des graphes « Ca VS Fe » et « Ca VS Sr ». Le graphe « Ca VS Fe » (Figure 7-15) a pour but d'illustrer le rapport entre les éléments terrigènes (représentés par le fer) et les éléments carbonatés (représentés par le calcium) composants les faciès. Afin de représenter pleinement tous les faciès, Tu 1 (turbidite carbonatée) est séparé en deux pôles : un riche en strontium (Tu1 Sr-rich) et un pauvre en strontium (Tu1 Sr-poor). Tous les faciès ne sont représentés qu'à partir d'un seul dépôt afin d'éviter de surcharger la figure.

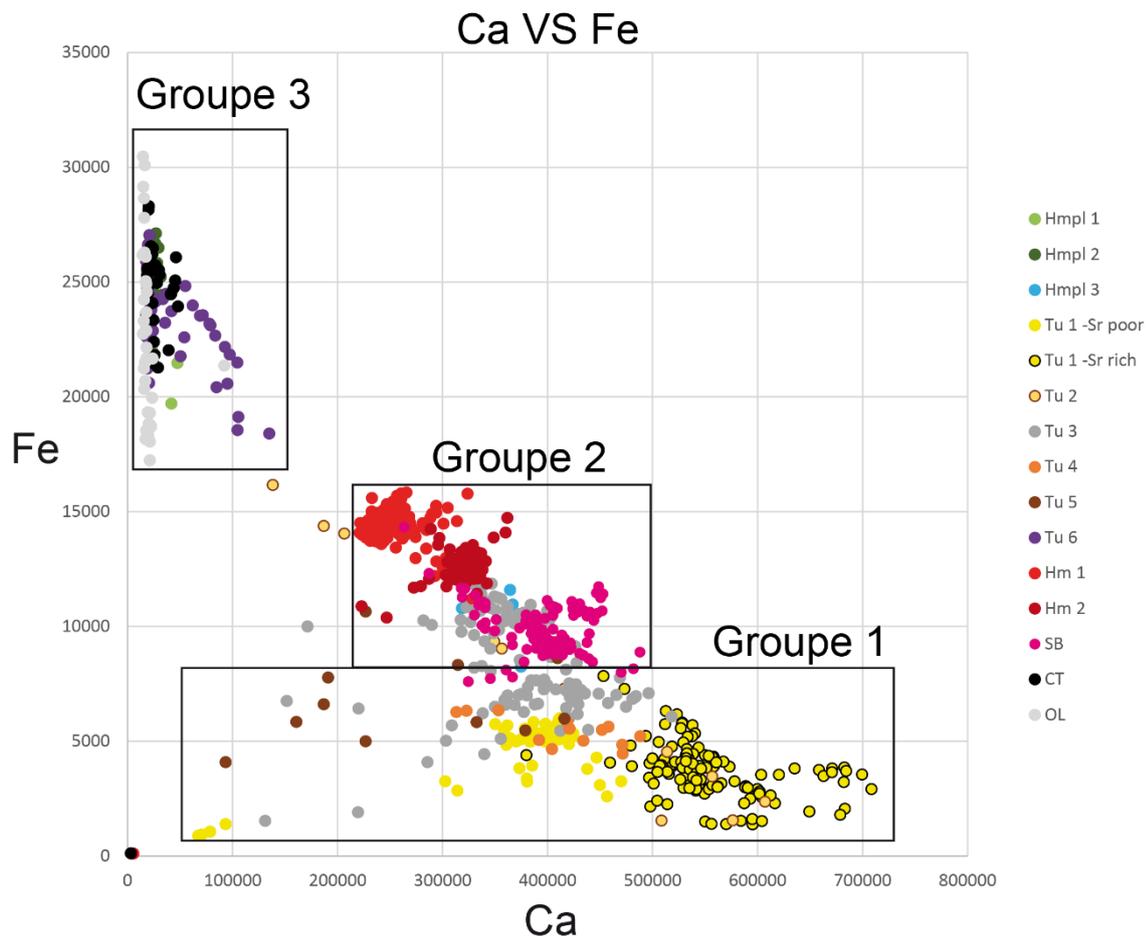


Figure 7-15 : Graphe « Ca VS Fe ». Le groupe 1 réunit les faciès riches en calcium mais faibles en fer, le groupe 2 réunit les faciès modérément riches dans ces deux éléments et le groupe 3 réunit les faciès riches en fer et pauvres en carbonates.

On peut remarquer que les faciès turbiditiques grossiers (Tu 1, turbidite redox (Tu 3), turbidite mixte (Tu 4) et turbidite volcanoclastique (Tu 5) se regroupent en bas du graphe : ils sont très riches en calcium et pauvres en Fer (Groupe 1). De plus, Tu1 Sr-rich présente également un enrichissement

en calcium comparé à Tu1 Sr-poor, ce qui pourrait supposer une source plus proximale (car plus riche en éléments carbonatés). Ces faciès sont également tous ceux qui se déposent uniquement par l'action d'un écoulement turbulent. Un autre groupe de faciès (Groupe 2) peut être identifié au centre du graphe : homogénite unimodale (Hm 1), homogénite bimodale (Hm 2), *slurry-bed* (SB), Tu 3 (fraction fine) et hémipélagique carbonaté (Hmpl 3). Ces faciès sont modérément riches en calcium et en fer. Il est intéressant de noter que les deux types d'homogénites, ainsi que le terme fin de Tu 3 et du *slurry-bed* ont tous une signature différente, ce qui pourrait signifier une source différente. Enfin, un dernier groupe est identifié à gauche du graphe et réunit hémipélagite simple (Hmpl 1), hémipélagite redox (Hmpl 2), turbidite hémipélagique (Tu 6), pseudo-téphra (PT) et lamines oxiques (OL) qui sont tous des faciès ayant une signature géochimique hémipélagique : riches en fer et pauvres en calcium (Groupe 3).

Le graphe « Ca VS Sr » (Figure 7-16) a pour but de mettre en avant les sources, en particulier des faciès carbonatés (turbidites, homogénites, *slurry bed*).

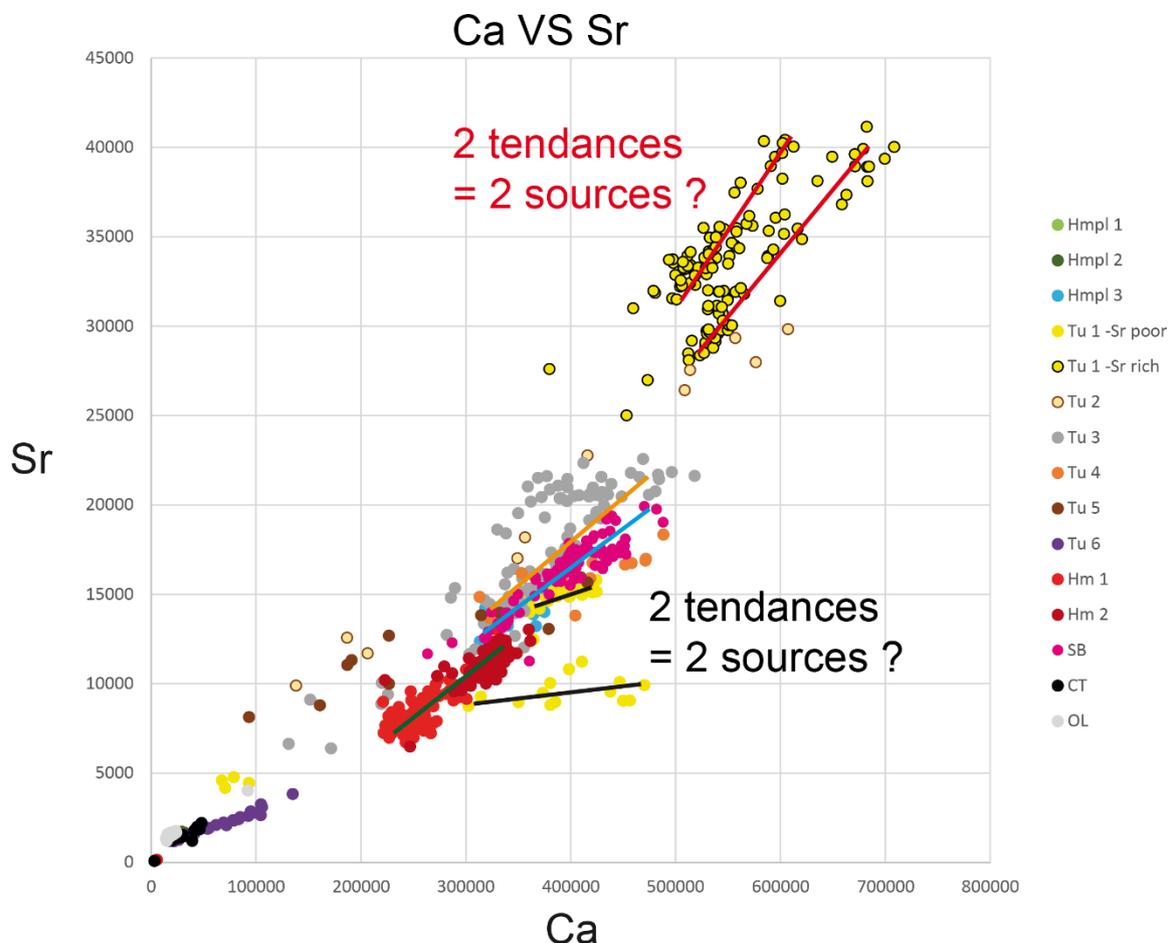


Figure 7-16 : Graphe « Ca VS Sr ». Les tendances des faciès Tu1 Sr-poor (ligne rouge), Tu 1 Sr-rich (lignes rouges), Tu 3 (ligne orange), Hm 1 et Hm 2 (ligne verte) et SB (ligne bleue) sont indiquées afin de tenter de déterminer les sources de ces dépôts.

Dans ce graphe (Figure 7-16), les tendances des faciès (c'est-à-dire les rapports de fractionnement entre le calcium Ca et le strontium Sr) sont représentées. Il est très intéressant de

noter que deux tendances sont visibles (Figure 7-16) pour les dépôts Tu1 Sr-poor (traits noirs) et Tu1 Sr-rich (traits rouges). A l'inverse, même si les valeurs en Sr et Ca sont différents, les deux homogénites Hm 1 et Hm 2 semblent présenter la même tendance (trait vert, Figure 7-16), ce qui pourrait signifier qu'elles proviennent d'une même « zone source ». Enfin, SB (trait bleu, Figure 7-16) et Tu 3 (trait orange, Figure 7-16) présentent des tendances différentes. Par la suite, il serait intéressant d'utiliser ces graphes entre les dépôts de différentes carottes sédimentaires afin de voir si ceux-ci présentent la même source.

7.2.6 Caractérisation microscopique des faciès

Les lames minces réalisées sur 39PC apportent des précisions microscopiques afin d'encore mieux caractériser quelques faciès (Figure 7-17). Quatre faciès sont ainsi illustrés dans ces trois lames minces : l'hémipélagique carbonaté (Hmpl 3), turbidite carbonatée ou turbidite carbonatée fine (Tu 1/Tu 2) et turbidite mixte (Tu 4). Ainsi, Hmpl 3 est bien illustré par une matrice argileuse dans lesquelles des foraminifères planctoniques peuvent être identifiés mais sans présenter de granoclassement (Figure 7-17, zooms A et D). Les foraminifères les plus facilement identifiables sont les *Orbulina universa*, de forme sphérique, comme sur le zoom du bas. Tu 1 est bien mis en évidence par une base érosive et un contenu riche en clastes carbonatés (Figure 7-17, zooms B, C et D). Tu 4 peut aussi former des dépôts millimétriques et présente un contenu mixant lithoclastes et clastes carbonatés (Figure 7-17, zooms B et C). Les lames minces illustrent également la succession de lamines qui peut se produire au sein des faciès turbiditiques (Figure 7-17, zoom C).

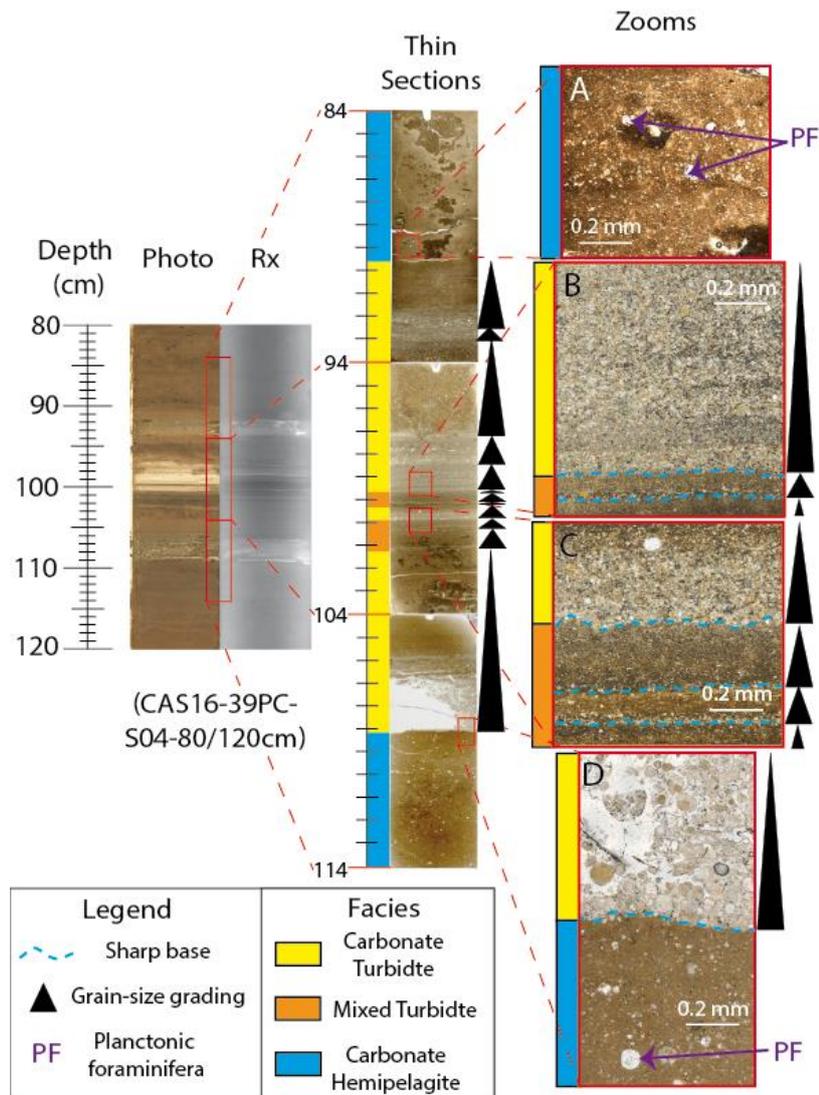


Figure 7-17 : Représentation microscopique de trois faciès (Tu 1 : carbonate turbidite, Tu 4 : mixed turbidite, Hmpl 3 : carbonate hemipelagite) sur trois lames minces prélevées sur le tronçon IV de la carotte CAS16-39PC. Les taches brunes identifiables sur les lames minces ou les zooms sont des intrusions de résine pendant la phase d'imprégnation.

7.3 Répartition des faciès dans les carottes sédimentaires

Les sept carottes sédimentaires ne présentent pas tous les faciès sédimentaires. Cependant, on peut remarquer que le sédiment hémipélagique est relativement rare sur toutes les carottes qui enregistrent beaucoup de turbidites, d'homogénites ou de *slurry bed*. Pour rappel, les carottes ont été prélevées sur la pente insulaire ou le bassin d'avant-arc à de profondeurs importantes, allant de 4600 à près de 7000 m (Figure 7-18).

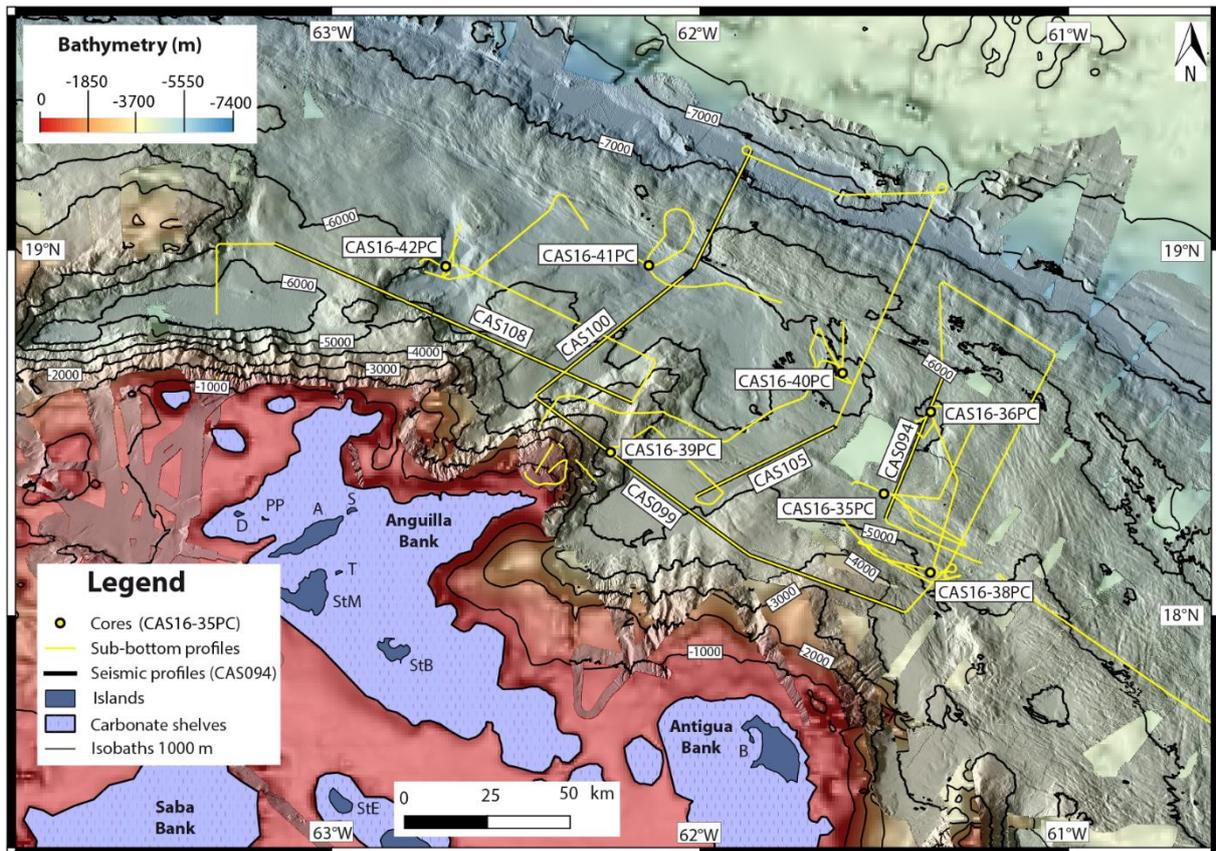


Figure 7-18 : Carte de la zone d'étude. Les carottes sont indiquées par les cercles jaunes.

Les planches de CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-38PC, CAS16-39PC, CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC illustrent les variations des courbes pétrophysiques, géochimiques et granulométriques entre les faciès. Les faciès du groupe turbidite ressortent généralement avec des valeurs élevées en MS, Vp, L*, $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ et D50 suivies d'une décroissance (excepté pour le faciès turbidite hémipélagique qui a une signature géochimique et pétrophysique typique de l'hémipélagite). L'hémipélagique est illustré par des valeurs peu élevées dans toutes ces courbes tandis que les faciès du groupe homogénite ou le *slurry bed* ont des valeurs faibles dans les courbes pétrophysiques et des valeurs intermédiaires et plutôt constantes dans les courbes géochimiques.

Prélevée à 5813 m de profondeur dans un petit bassin entre le pied de la pente insulaire de Barbuda et un bombement topographique (Bombement, Figure 7-1), CAS16-35PC mesure 21,42 m. Elle présente de nombreuses turbidites carbonatées (Tu 1, Tu 2 et Tu 4) assez souvent amalgamées (Figure 7-19). Une homogénite de près de 3 m d'épaisseur peut être identifiée (sections VI-VII-VIII) ainsi que trois *slurry bed* (sections II, III, IV) moins épais (40 à 120 cm) et un pseudo-téphra (section V) présentant de très fortes valeurs en MS. Il est très possible que l'homogénite basale (section XV) soit incomplète.

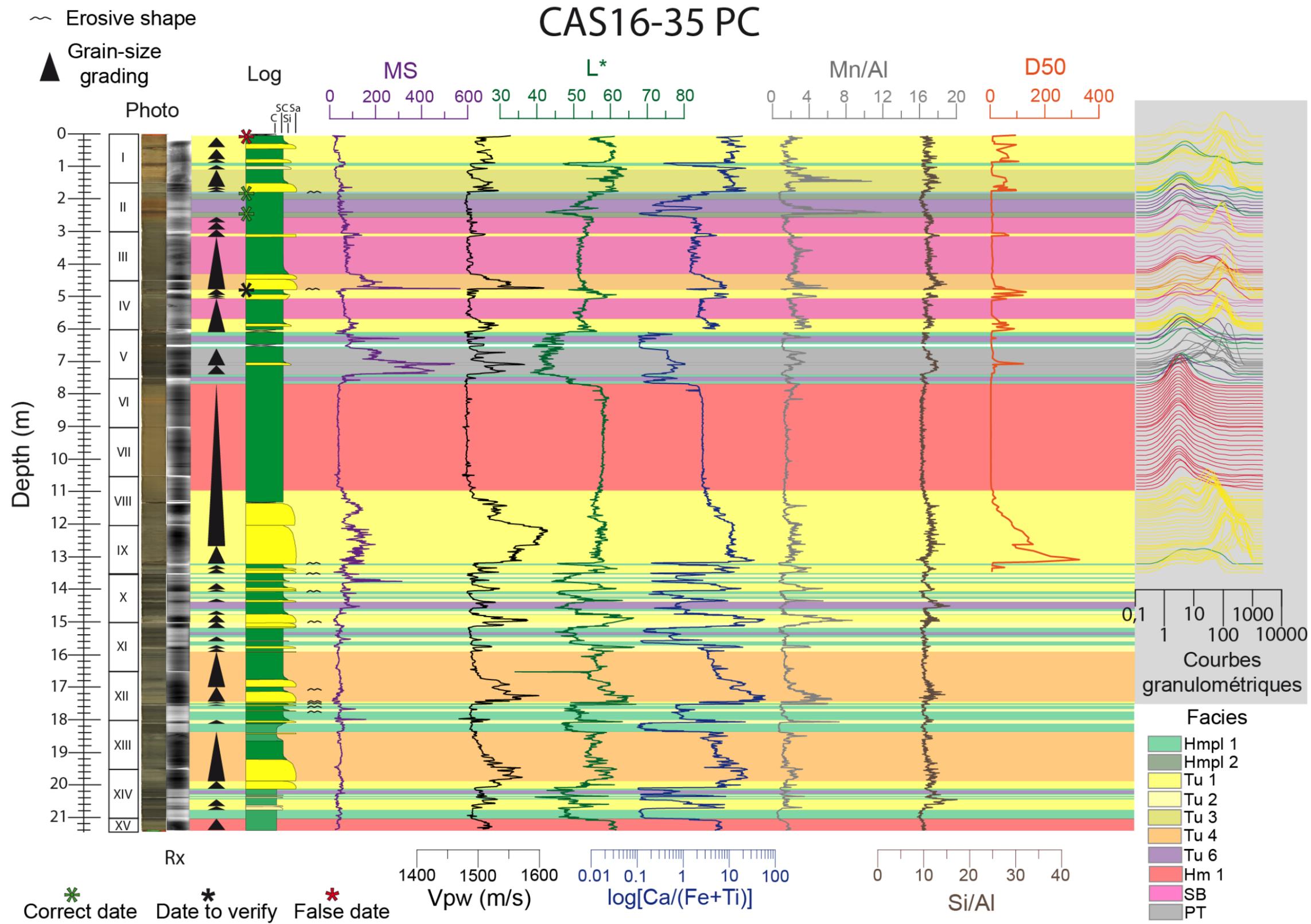
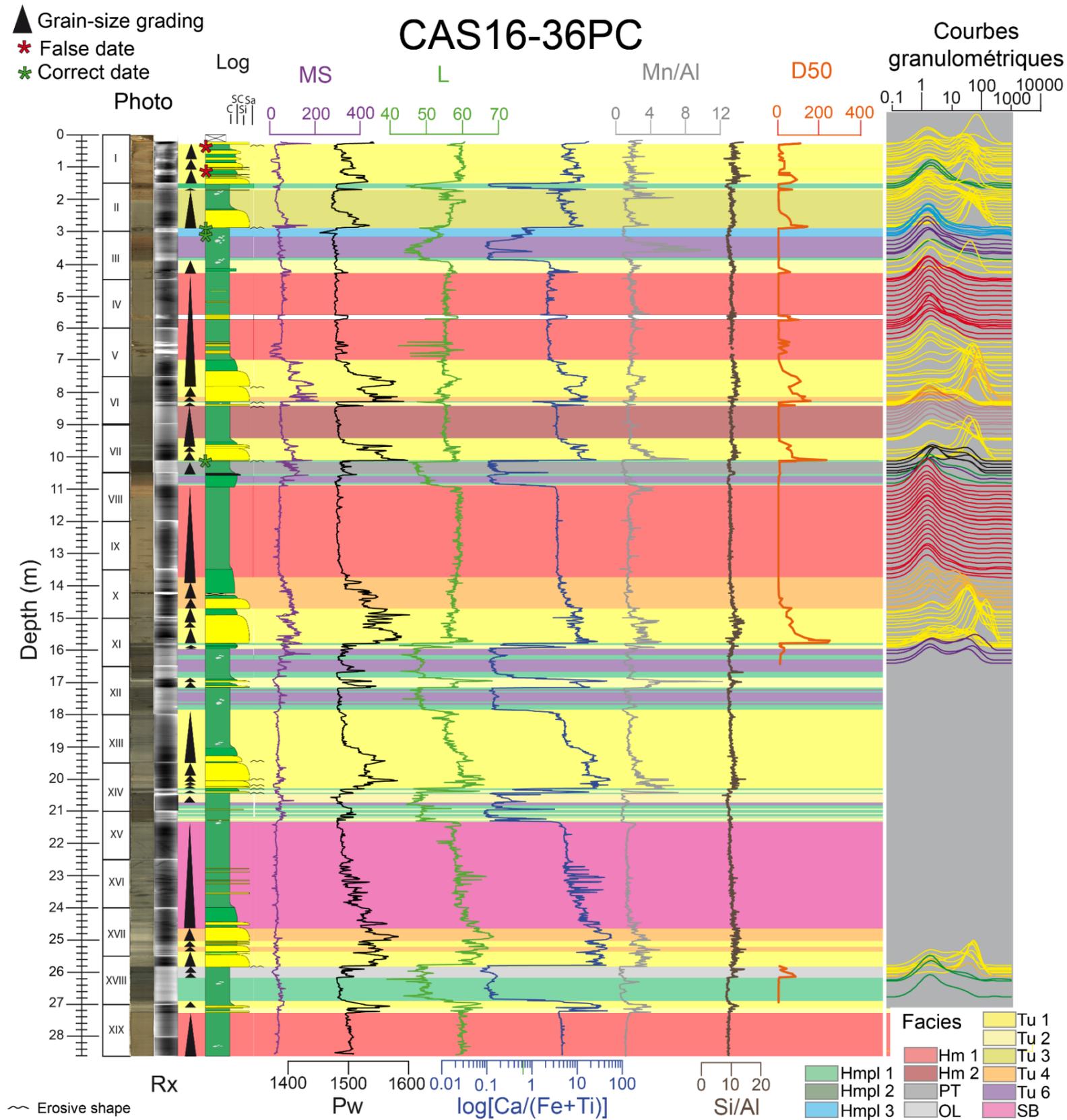


Figure 7-19 : Planche des faciès de CAS16-35PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrocolorimétrie (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).



Collectée à 6100 m dans un bassin profond de l'autre côté du bombement topographique de CAS16-35PC, CAS16-36PC mesure 28,6 m et est la carotte la plus longue (Figure 7-20). De nombreuses turbidites (Tu1, Tu 2, Tu 3, Tu 4 et Tu 6) peuvent être identifiées. Quatre homogénites (sections III-IV-V, VI-VII, VIII-IX-X, XIX), un *slurry bed* d'environ 2,5 m d'épaisseur (sections XV-XVI-XVII) ainsi qu'un pseudo-téphra (sections VII-VIII) sont retrouvés. Il est très possible que l'homogénite basale soit incomplète. Comme toutes les autres carottes, elle n'est pas très riche en faciès du groupe hémipélagite. CAS16-36PC est la carotte sur laquelle a été réalisé le plus grand nombre d'analyses, notamment les données XRD.

Figure 7-20 : Planche des faciès de CAS16-36PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrorimétrie (L*), géochimiques ($\log[Ca/(Fe+Ti)]$, Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).

L'étude de la *box core* CAS16-37BC permet d'évaluer la perte de sédiment au sommet de la carotte (Figure 7-21). Le niveau sableux au sommet de la carotte n'est pas observable dans CAS16-37BC, il a donc probablement été injecté lors des opérations de carottage et a été supprimé. Cette corrélation est principalement basée sur la couleur (L^*) et la texture du sédiment car les courbes pétrophysiques montrent peu de variations. Les deux carottes ont été corrélées au niveau où courbes de L^* atteignent une valeur « palier » de 60 SI (trait vert, Figure 7-21). La perte du sédiment au sommet de CAS16-36PC, calculée à partir du « vrai top sédiments (trait orange, Figure 7-21), a donc été évaluée à 15 cm. La nature du sédiment perdu est cependant discutable car il a la signature géochimique d'un terme fin de turbidite (légèrement carbonaté) mais la présence de bioturbations indique plutôt du sédiment hémipélagique. L'épaisseur de ce dernier est finalement considérée de 10 cm à partir de l'apparition des bioturbations.

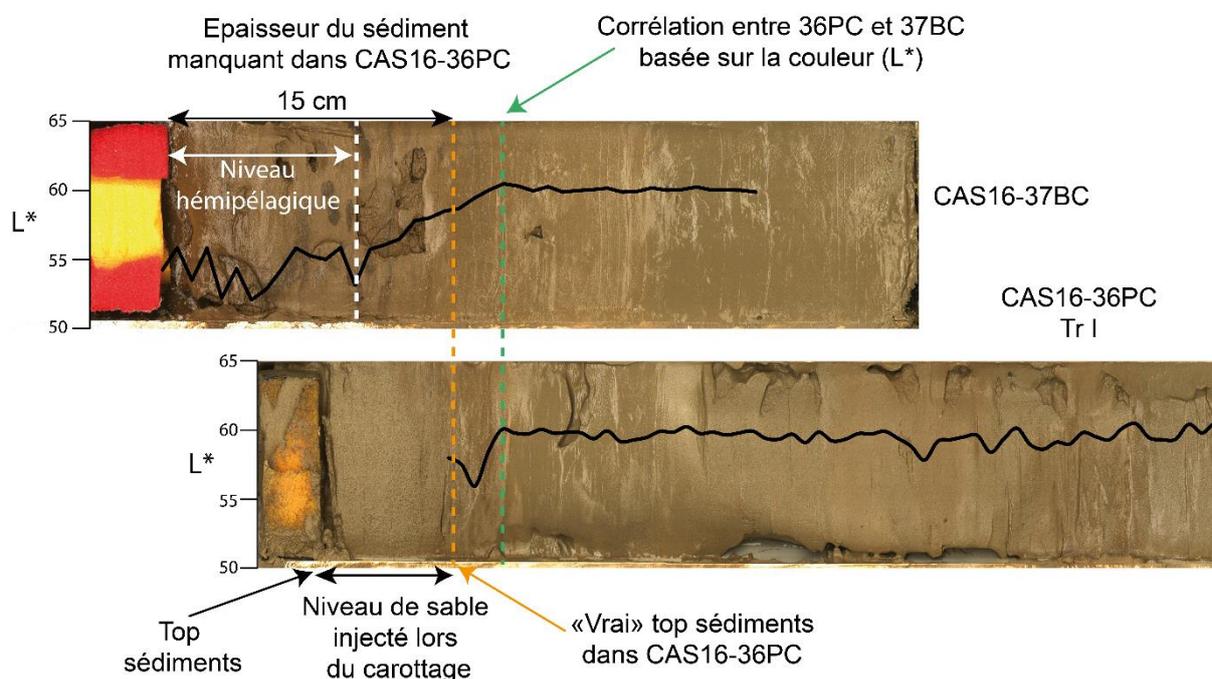


Figure 7-21 : Evaluation de l'épaisseur manquante de sédiment au sommet de CAS16-36PC à l'aide de la box core CAS16-37BC prélevé à proximité de CAS16-36PC dans le même bassin.

Prélevée à 5145 m de profondeur au pied de la pente insulaire de Barbuda, CAS16-38PC (Figure 7-22) est la carotte la plus courte car elle ne mesure que 11,4 m. Elle présente de nombreux faciès turbiditiques (Tu 1, Tu 2, Tu 3, Tu 4 et Tu 6) ou hémipélagiques (Hmpl 1, Hmpl 2 et Hmpl 3). Un *slurry bed* d'environ 1 m d'épaisseur (section II) et deux pseudo-téphras (sections II et VII) peuvent être identifiés, mais pas d'homogénites.

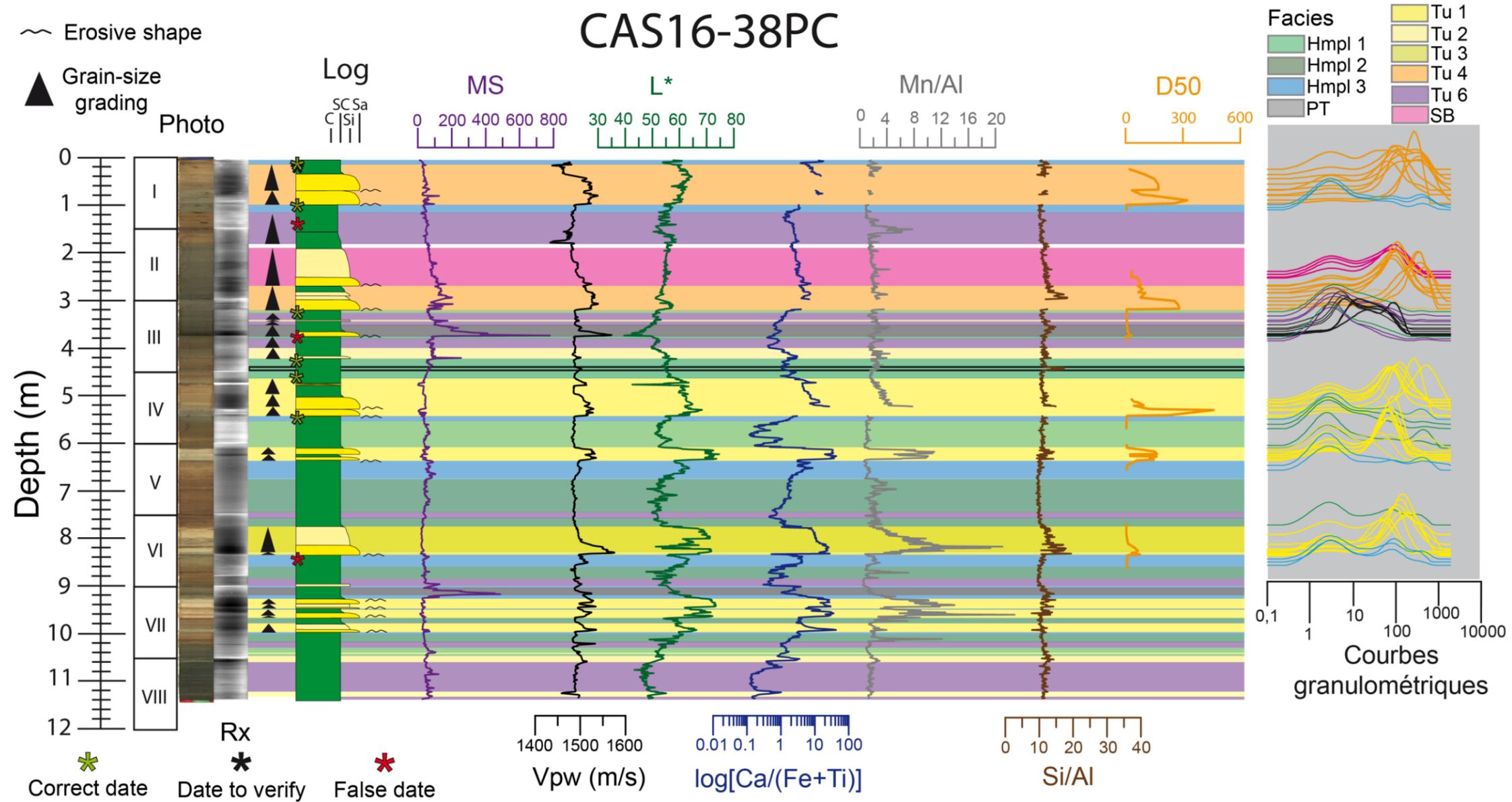


Figure 7-22 : Planche des faciès de CAS16-38PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrocolorimétrie (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).

Collectée à 4600 m de profondeur dans le bassin de l'éperon de Tintamarre, CAS16-39PC (Figure 7-23) est la carotte la moins profonde et mesure 18,54 m. C'est la seule carotte à présenter des turbidites volcanoclastiques (faciès Tu 5) en plus des autres turbidites carbonatées (Tu 1, Tu 2 et Tu 4). Mis à part deux turbidites épaisses suivies par des homogénites (sections VI-VII-VIII, XI-XII-XIII), les turbidites présentes dans cette carotte sont très fines et nombreuses. Elles présentent cependant les grains les plus grossiers de toutes les carottes (fréquemment > 300 µm, jusqu'à 560 µm). Il est très possible que la turbidite basale (section XII) soit incomplète. Le seul faciès hémipélagique présent est Hmpl 3 car cette carotte se situe au-dessus de la CCD, le matériel carbonaté est donc abondant dans les niveaux hémipélagiques.

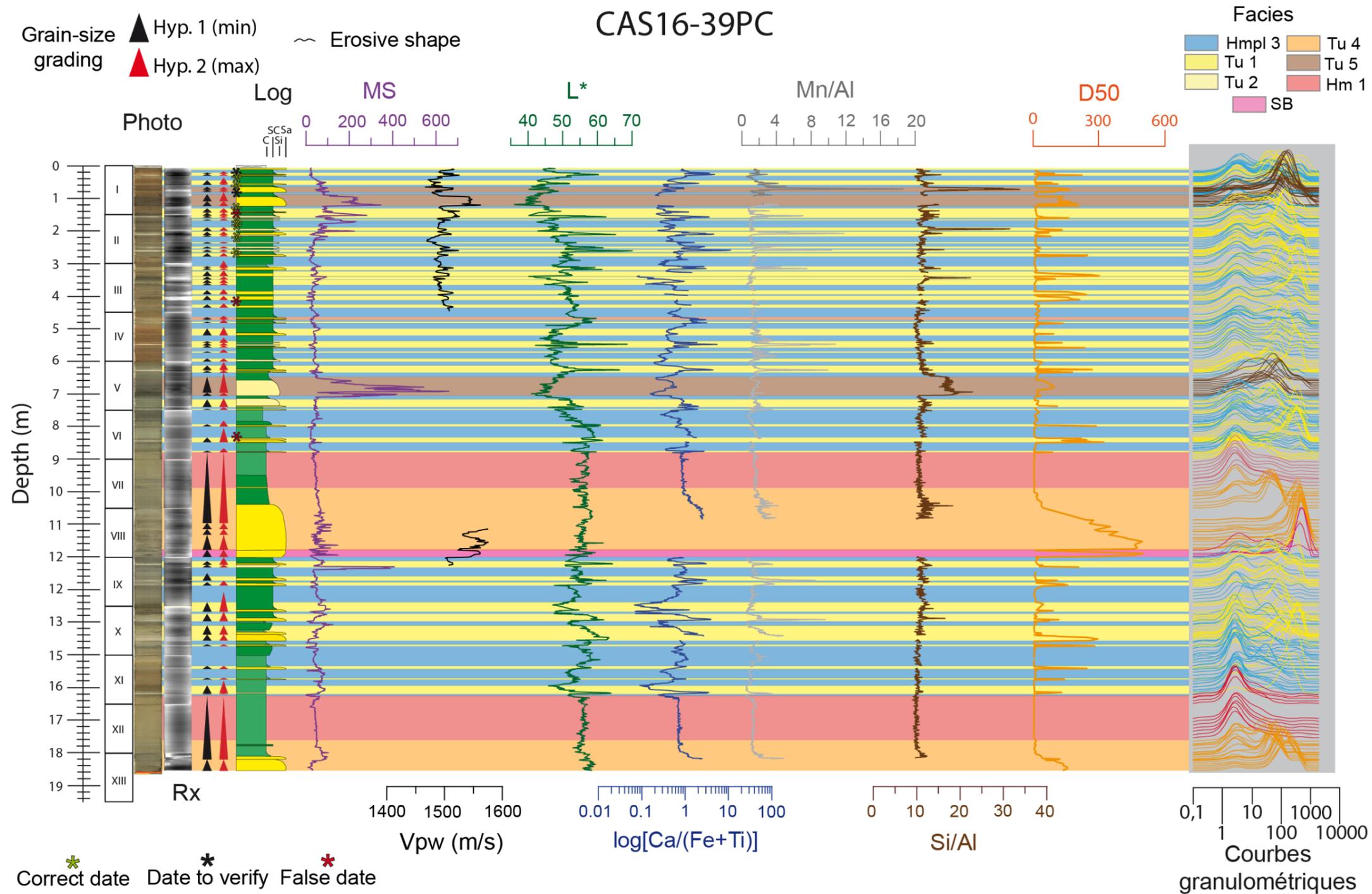


Figure 7-23 : Planche des faciès de CAS16-39PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrocolorimétrie (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).

CAS16-40PC (Figure 7-24) a été prélevée à 6119 m de profondeur dans un bassin au large de la vallée de St-Barthélémy et mesure 26,41 m. Elle présente de nombreuses turbidites carbonatées (Tu 1, Tu 2 et Tu 4) très souvent empilées les unes sur les autres ainsi que trois homogénites épaisses (2 à 4,5 m) unimodales (sections V-VI-VII, X-XI-XII, XV-XVI-XVII) et un *slurry bed* (sections II-III). Des traces de bioturbations au sommet de quelques termes fins de turbidites (ex : limite Tu 1 – Tu 4 dans le tronçon IV) permettent cependant de distinguer des zones d'érosion du matériel hémipélagique. Il est également possible que la turbidite basale soit incomplète.

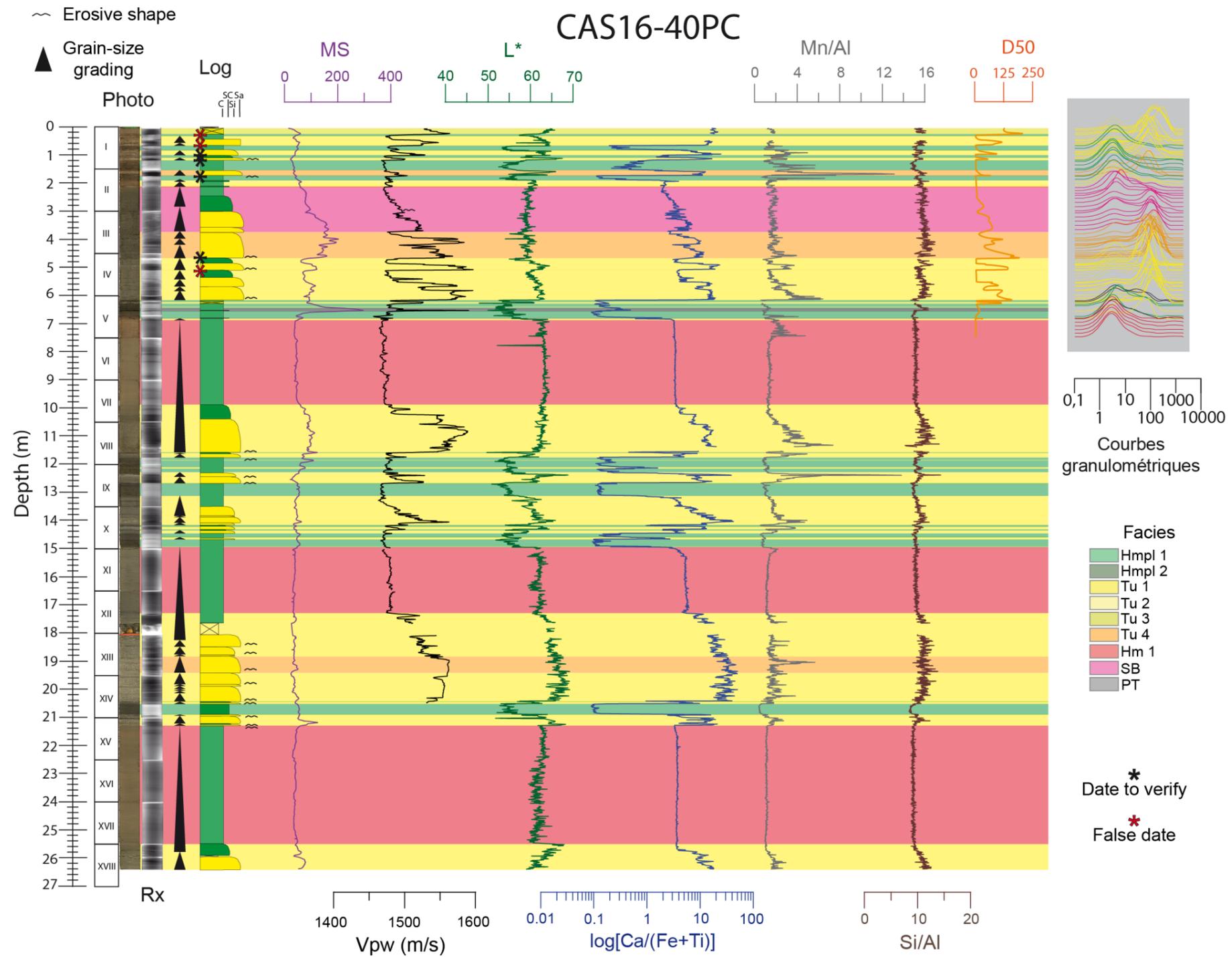
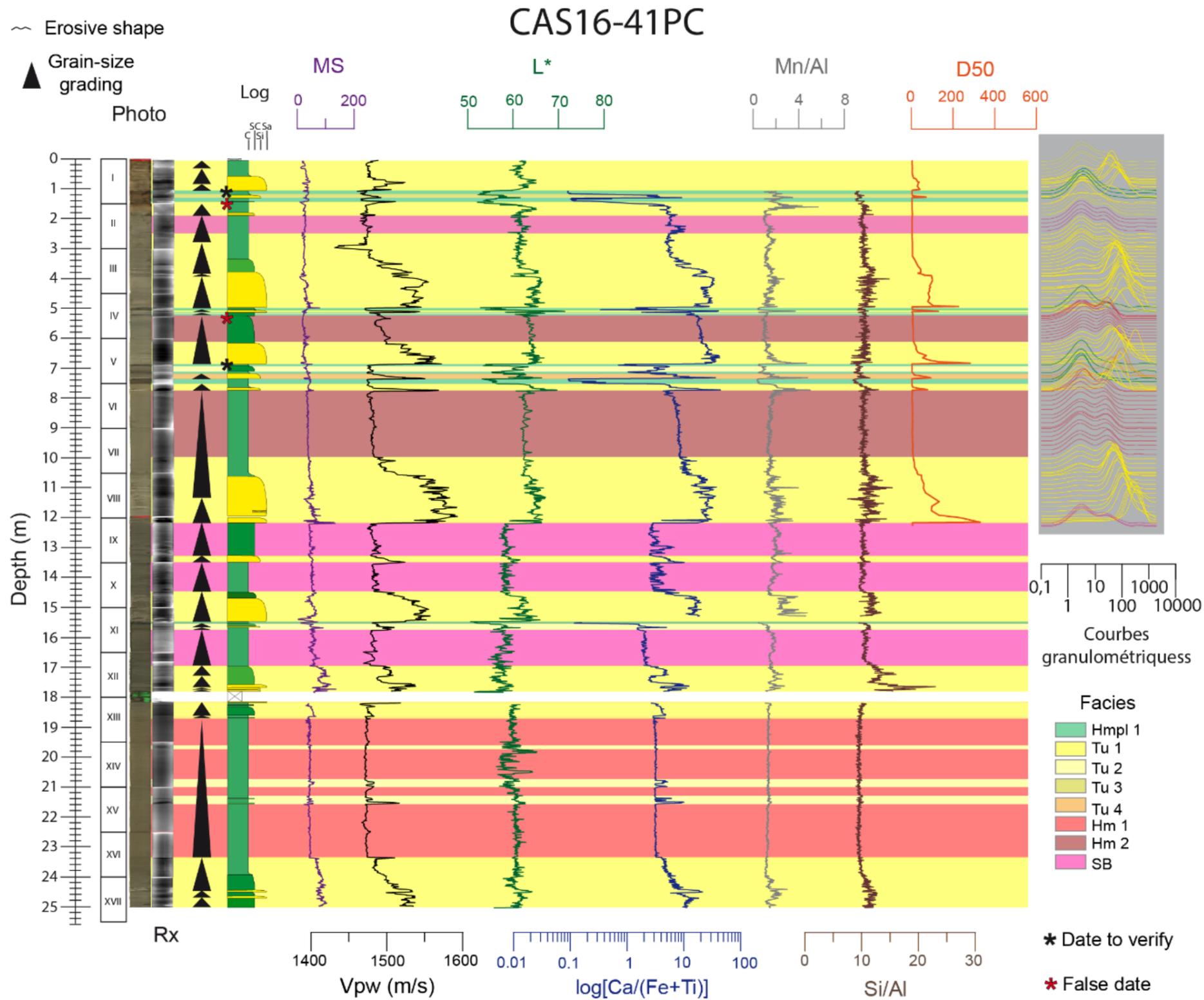
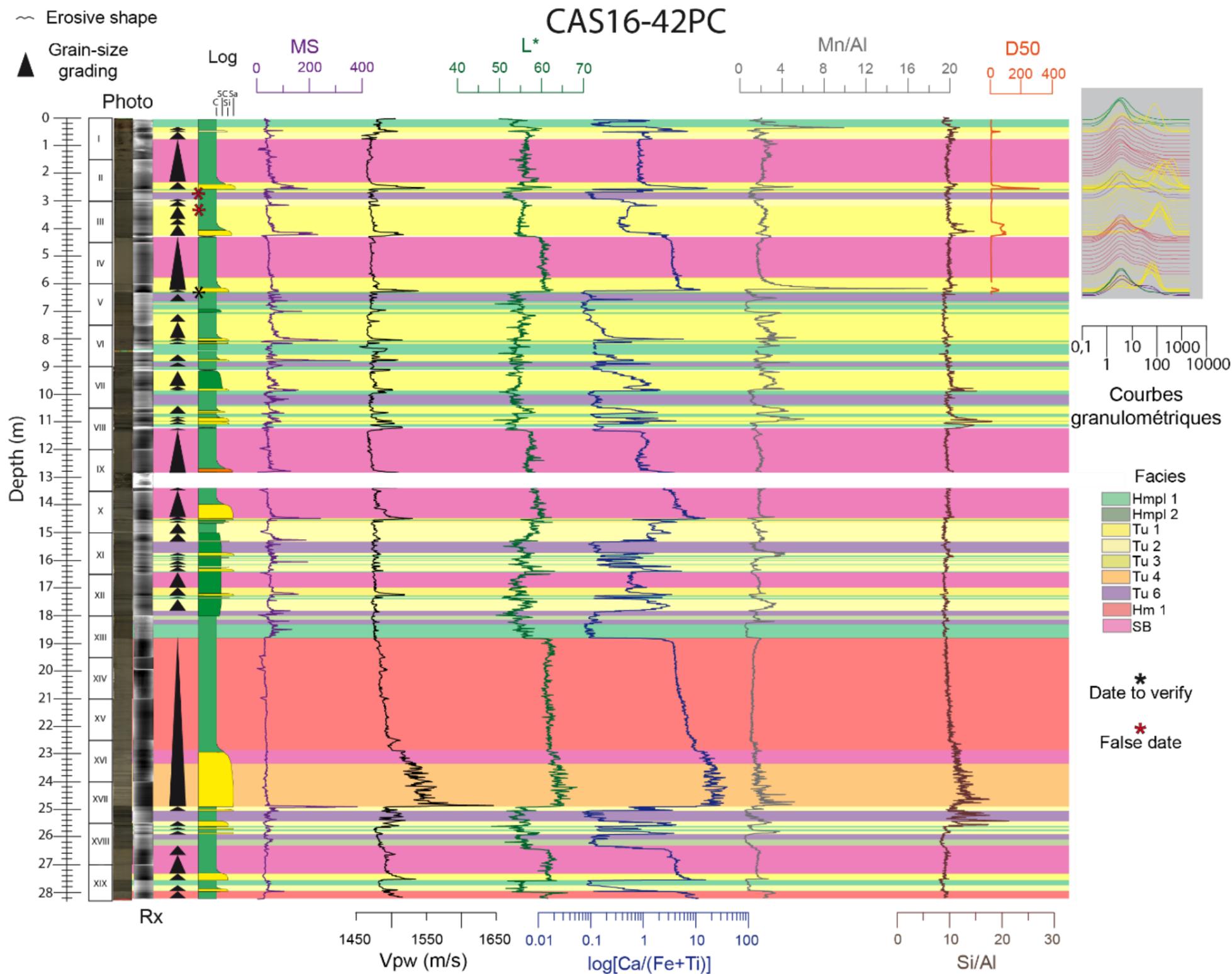


Figure 7-24 : Planche des faciès de CAS16-40PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrocolorimétrie (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).



Collectée dans un bassin au large de la vallée d'Anguilla à 6119 m de profondeur, CAS16-41PC (Figure 7-25) mesure 25,02 m. Elle présente de nombreuses turbidites carbonatées (principalement Tu 1) ainsi que de nombreuses homogénites (de 0,5 à 4,5 m d'épaisseur) bimodales (sections IV-V et VI-VII) ou unimodales (sections XIII-XIV-XV-XVI) et de nombreux *slurry bed* d'environ 1 m d'épaisseur (sections II, IX, X, XI-XI). Il est également possible que la turbidite basale (section XVIII) soit incomplète. Il s'agit de la carotte présentant le moins de sédiment hémipélagique.

Figure 7-25: Planche des faciès de CAS16-41PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrorimétrie (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).



CAS16-42PC (Figure 7-26) mesure 28,2 m de long et est la carotte la plus profonde car elle a été prélevée dans le bassin de Malliwana à une profondeur de 6899 m. Elle présente de nombreuses turbidites (Tu 1, Tu 2 et Tu 6) ainsi que cinq *slurry bed* mesurant de 0,5 à 2 m d'épaisseur (sections I-II, III-IV, VIII-IX-X, XII, XVIII-XIX). Une homogénite très épaisse (près de 4,5 m) peut également être identifiée dans les sections XIII à XVI. Il est très possible que l'homogénite basale (section XIX) soit incomplète.

Figure 7-26 : Planche des faciès de CAS16-42PC avec photo, images Rx, log granulométrique, outils pétrophysiques (MS, Vp), spectrocolorimétrique (L*), géochimiques (log[Ca/(Fe+Ti)], Mn/Al, Si/Al), et granulométriques (D50, courbes granulométriques).

Basée sur la corrélation de l'élément Ca obtenu à l'XRF, la corrélation entre la *box core* CAS16-43BC et la carotte CAS16-42PC (Figure 7-27) montre que la perte de sédiment entre les deux est minime, voire inexistante car les courbes en Ca des deux carottes se corrélient très bien.

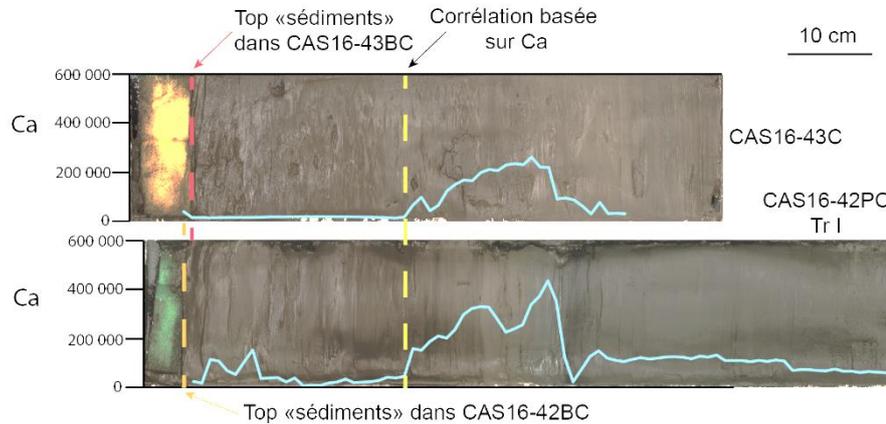


Figure 7-27 : Evaluation de l'épaisseur manquante de sédiment au sommet de CAS16-42PC à l'aide de la *box core* CAS16-43BC prélevé à proximité de CAS16-42PC dans le même bassin.

7.4 Discussion : sources et modes de dépôt des faciès

7.4.1 Hémipélagites

La très faible proportion en carbonates ou les faibles valeurs du $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ s'expliquent par la profondeur importante des carottes dans la zone qui se situent presque toutes sous la CCD, située à environ 5000 m de profondeur (Damuth, 1977). Ainsi, une grande majorité des particules carbonatées se déposant par décantation sont dissoutes avant d'atteindre les fonds marins. Les valeurs un peu plus élevées du $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ dans 38PC et 39PC peuvent être expliquées par leur profondeur proche de la CDD (respectivement 4600 et 5100 m), signifiant que toutes les particules carbonatées n'ont pas été dissoutes (Figure 7-28). La conservation des carbonates est même optimale dans CAS16-39PC où seul le faciès hémipélagite carbonaté est présent.

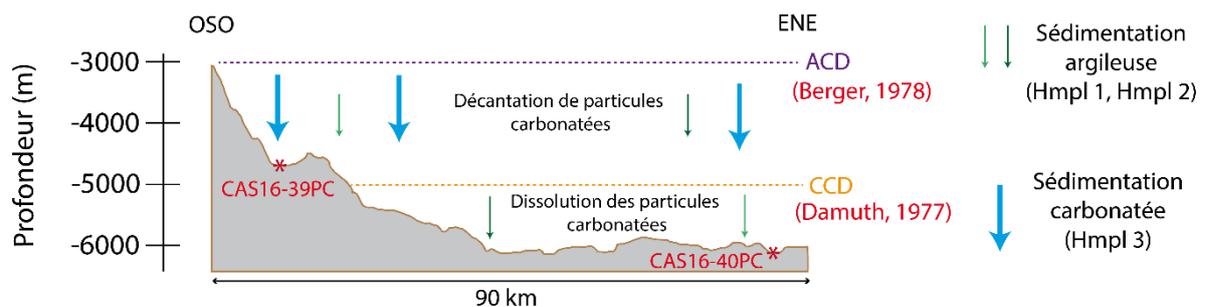


Figure 7-28 : Schéma expliquant la répartition des faciès du groupe hémipélagique dans la zone d'étude

7.4.2 Turbidites

Les faciès Tu 1 (turbidite carbonatée), Tu 2 (lamines/turbidites fines carbonatées), Tu 3 (turbidite redox) et Tu 4 (turbidite mixte) ont la particularité d'être riches en éléments carbonatés ($\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ élevé, proportion importante de carbonates (calcite et aragonite), et présence de nombreux clastes carbonatés). Parmi ces clastes, les ptéropodes (qui ont un test en aragonite) permettent de mettre en évidence une zone source assez peu profonde telle que les bordures des plateformes carbonatées ou la pente supérieure, donc environ de 0 à maximum 3000 m, qui est la profondeur maximum de l'*Aragonite Compensation Depth* (ACD) dans la zone (Berger, 1978). Au-delà de cette profondeur, il n'y a donc plus de ptéropodes ni d'aragonite dans les sédiments marins sauf si ceux-ci ont été transportés puis « enfouis » rapidement lors du dépôt d'un courant de turbidité. L'analyse géochimique de ce faciès (Ca VS Sr) peut montrer également deux tendances différentes correspondant à deux pulses différents. Ces deux tendances pourraient signifier que ces deux pulses, qui ont une signature géochimique différents, proviennent de deux sources différentes. La présence de nombreux clastes carbonatés dans Tu 1 ou Tu 4 met également en évidence la relative forte énergie du courant de turbidité.

Tu 2, assez pauvre en éléments grossiers tels que les clastes carbonatés, peut à l'inverse être interprété comme résultat d'un courant de turbidité d'assez faible énergie, et/ou ayant remobilisé peu de sédiment et/ou ayant une source pauvre en éléments grossiers et riche en matériel carbonaté fin. L'intervalle redox de Tu 3 met en évidence l'occurrence d'une activité biologique importante post-dépôt dans le terme fin de la turbidite. Quant à la composition mixte de Tu 4, elle peut être interprétée de deux manières : soit la zone source du courant de turbidité présentait tous les éléments, soit le courant de turbidité a eu l'énergie suffisante pour éroder une partie du socle volcanique puis transporter ces éléments jusqu'aux bassins profonds.

De même, Tu 5 (turbidite volcanoclastique) possède également une source volcanique mais ne présente pas de lithoclastes. Ce faciès pourrait découler d'un courant de turbidité ayant été déclenché au niveau d'une couche de cendre volcanique.

Tu 6 (turbidite hémipélagique) est un faciès très fin présentant des lamines mais ayant la même signature géochimique que le sédiment hémipélagique qui se dépose à des profondeurs plus importantes que la CCD. La source de cette turbidite est donc très profonde et relativement proche du lieu de dépôt. Il a été identifié dans quatre carottes sédimentaires qui ont toute la particularité de se situer à proximité d'un haut-fond marin : CAS16-38PC (proche de la pente insulaire), CAS16-42PC (le bassin de Malliwana a des flancs très hauts (près de 1000 m) et se situe à proximité de l'éperon de Malliwana et CAS16-35PC et CAS16-36PC (se situant de part et d'autre du bombement 1). Ce faciès peut donc être expliqué par l'occurrence de courants turbiditiques formés par la déstabilisation du

drapage hémipélagique local, au niveau d'un haut fond marin. Il est possible que le faciès lamines oxyques (OL) se dépose de la même façon mais dans un contexte différent.

Les principales différences entre les six faciès du groupe turbidite proviennent donc de la nature de la source (Tu 1, Tu 4, Tu 5 ou Tu 6) et/ou de sa profondeur (Tu 1, Tu 2, Tu 6 ; Figure 7-29).

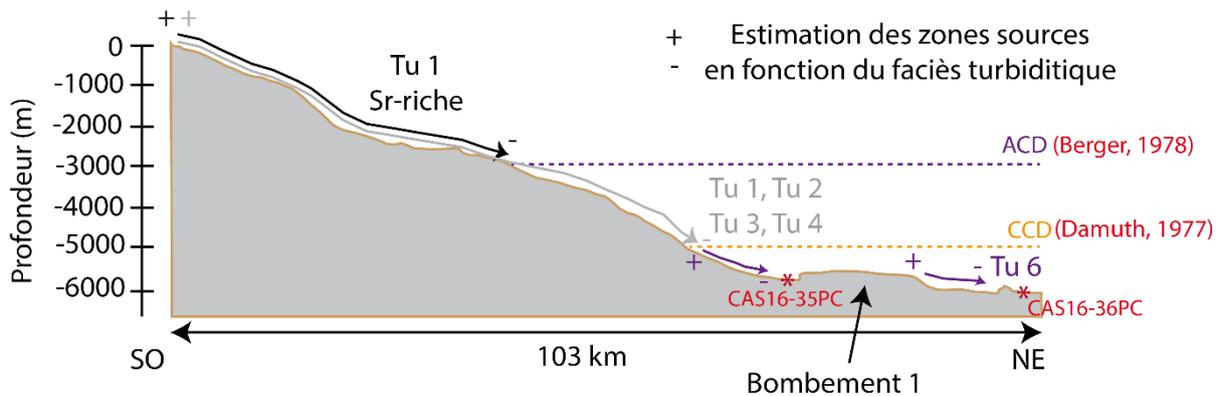


Figure 7-29 : Schéma présentant les différentes zones sources des faciès du groupe turbidite en fonction de la profondeur dans la zone d'étude.

7.4.3 Homogénites

Les homogénites sont issues de la décantation de sédiment fin remis en suspension dans la colonne d'eau après leur remobilisation par l'érosion d'un courant de turbidité ou par l'action de tsunamis (Hieke, 1984; Beck *et al.*, 2012). Ce faciès peut également correspondre à une lente sédimentation d'un courant de turbidité par décélération de l'écoulement (Stanley & Blanpied, 1981; Polonia *et al.*, 2017b). La tendance de Hm 2 peut s'expliquer par plusieurs raisons : la remise en suspension d'un couché sédimentaire déjà hétérogène, le mélange entre deux couches sédimentaires de composition géochimique semblable ou le mélange entre la partie fine d'un courant de turbidité avec du sédiment remobilisé dans la colonne d'eau par le courant de turbidité.

7.4.4 Autres faciès

Comme mentionné précédemment, le *slurry bed*, est un dépôt sédimentaire particulier. Il s'agit d'un dépôt résultant d'un *slurry flow*, un courant riche en eau dans le transport chaotique de sédiment est transitionnel entre un courant de turbidité et un *debris flow* (Lowe & Guy, 2000; Sylvester & Lowe, 2004): le transport de sédiment peut donc être assuré par la turbulence mais aussi par la cohésion de l'écoulement. Cependant, ce faciès est en prendre en compte dans des modèles plus larges car il est systématiquement associé à une turbidite ; il est donc nécessaire de définir des séquences de dépôt.

7.5 Séquences de dépôt

L'étude des faciès sédimentaires a permis de mettre en évidence des successions de plusieurs faciès formant des séquences de dépôts particulières d'une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres jusqu'à près de 6 mètres dans certaines carottes. Il en existe plusieurs catégories dont les turbidites amalgamées et les *megabeds*, comprenant mégaturbidites, complexes Hm-Tu, complexes Tu-SB et homogénites. Au même titre que les pseudo-téphras, ces séquences de dépôts peuvent servir de marqueurs stratigraphiques à travers les carottes et donc être utiles afin de mener une étude paléosismique. De plus, les turbidites amalgamées et les complexes Hm-Tu sont des dépôts très souvent associés à un déclencheur sismique.

7.5.1 Les turbidites amalgamées

Présentées au [chapitre 4.4.1](#), les turbidites amalgamées correspondent à une succession de turbidites qui ne présentent pas de sédiment hémipélagique ou de trace d'activité biologique (ex : bioturbations) au niveau des termes les plus fins (Td, Te) entre chaque turbidite ([Van Daele et al., 2017](#)). Les turbidites amalgamées ([Figure 7-30](#)) dans les carottes de la zone d'étude correspondront généralement à l'association des faciès Tu 1 (turbidite carbonatée), Tu 2 (laminés/turbidites fines carbonatées) et/ou Tu 6 (turbidite hémipélagique). Il existe deux types en fonction des faciès qui la composent : les associations entre Tu 1 et Tu 2 et les associations entre Tu 1 et/ou Tu 2 et Tu 6. Comme conclu en [chapitre 7.4.2](#), les turbidites hémipélagiques résultent d'une remobilisation locale de sédiment hémipélagique. Elles se déposent donc en premier dans ces séquences de dépôt. Ainsi, si une turbidite hémipélagique est retrouvée après une autre turbidite, ces deux dépôts ne seront pas considérés comme synchrones.

L'étude géochimique des turbidites amalgamées (Pulse 1 : Tu 2, Pulse 2 : Tu 1 dans l'exemple de la [Figure 7-30](#)) montre que les deux pulses ont une signature géochimique assez similaire, que ce soit en Fer VS Calcium ou en Strontium VS Calcium. Ce n'est pas cependant tout le temps le cas, comme aperçu au [chapitre 7.2.5](#).

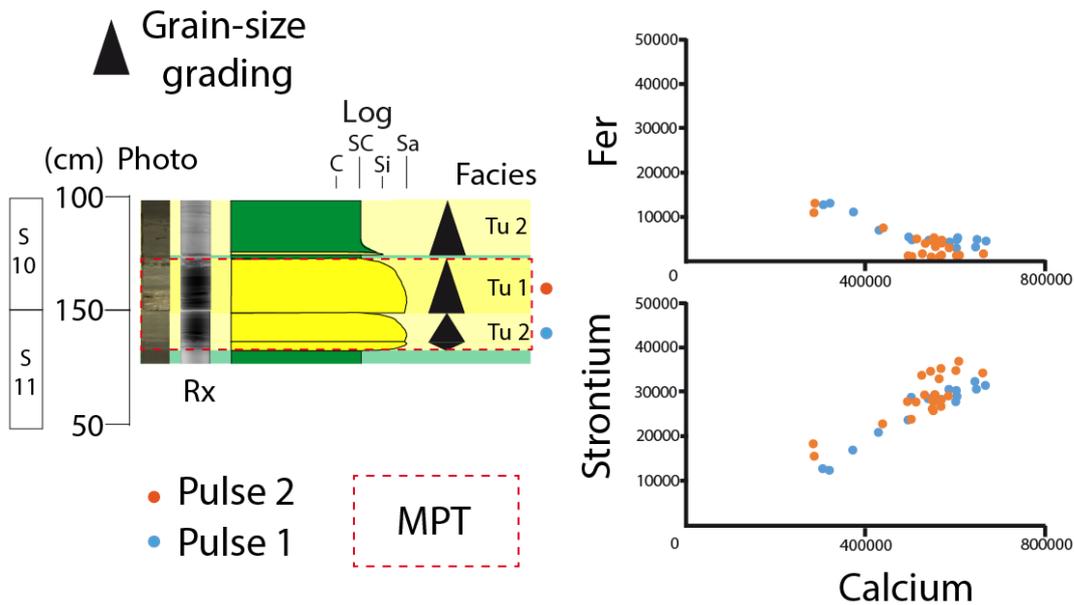


Figure 7-30 : Exemple de deux séquences de turbidites amalgamées dans CAS16-35PC. Faciès Tu 1 : turbidite carbonatée, faciès Tu 2 : lamines/turbidites fines carbonatées. MPT : Multi-Pulse Turbidites (turbidites amalgamées).

7.5.2 Les megabeds

Dans cette thèse, les *megabeds* correspondent à des séquences de dépôts ayant une épaisseur importante (de 1 à près de 6 m) dans les carottes. Il en existe quatre types :

- Mégaturbidite
- Complexe Hm-Tu
- Complexe Tu-SB
- Homogénite incomplète

7.5.2.1 Mégaturbidite

Une mégaturbidite ([Figure 7-31](#)) peut être constituée à sa base d'une seule turbidite épaisse ou par de nombreuses turbidites amalgamées et présente un sommet composé d'un terme sédimentologiquement fin relativement épais. Les faciès Tu 1, Tu 3 et Tu 4 peuvent constituer ce *megabed*. L'illustration de ce *megabed* montre des différences géochimiques entre la partie plus grossière (Ta à Td) et la partie fine (Te/redox) dues principalement à la contamination de l'intervalle

redox lors de la diagénèse. Le diagramme de Passega (Passega, 1964) illustre la décroissance d'énergie de l'écoulement turbiditique avec des valeurs en D90 > 50 µm et en D10 entre 1 et 30 µm pour la partie grossière et des valeurs en D90 comprises entre 30 et 50 µm et en D10 entre 1 et 2 µm.

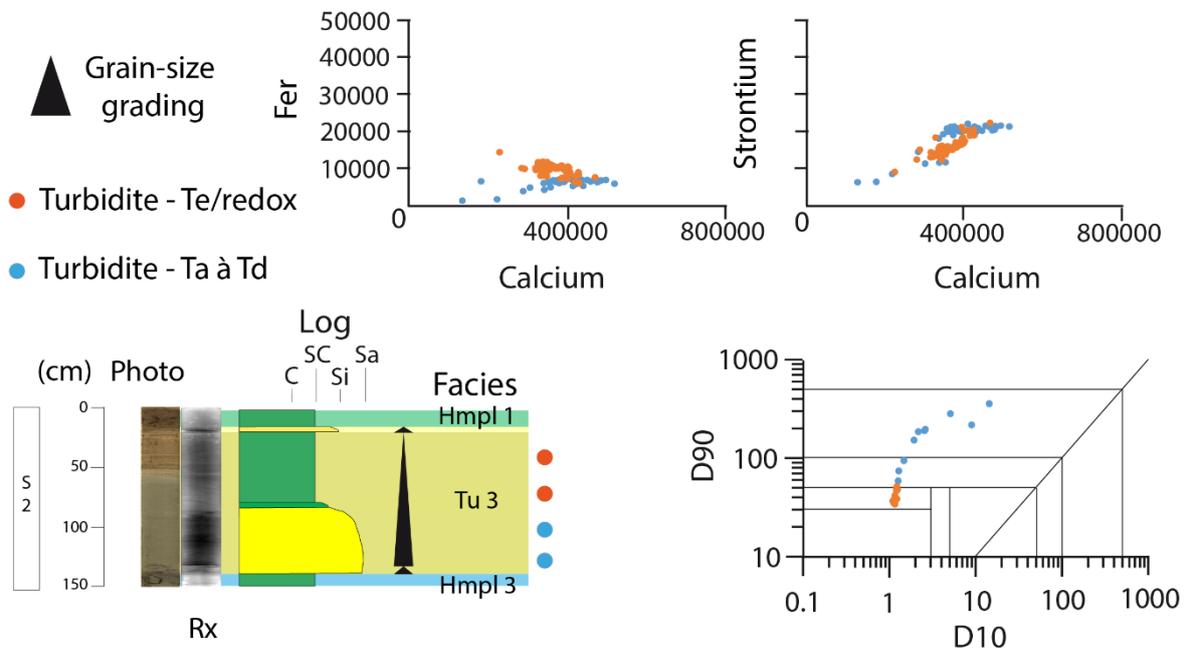


Figure 7-31 : Exemple d'une mégaturbidite (faciès Tu 3) dans CAS16-36PC. Faciès Hmpl 1 : Hémipélagite simple, faciès Hmpl 3 : Hémipélagite carbonaté, faciès Tu 3 : turbidite redox. Les unités de D10 et D90 sur le diagramme de Passega sont en µm.

7.5.2.2 Complexe Hm-Tu

Le complexe HmTu (Figure 7-32) peut être constitué à sa base d'une seule turbidite épaisse ou par de nombreuses turbidites amalgamées (faciès Tu 1 et/ou Tu 4) suivi d'une homogénite dans sa partie sommitale (faciès Hm 1 ou Hm 2). L'illustration de ce *megabed* montre des différences géochimiques entre la partie turbidite ou la partie homogénite : en moyenne, la partie homogénite est plus riche en fer et moins riche en calcium et strontium que la partie turbidite (ce qui est en accord avec la description géochimique de ces faciès aux chapitres 7.2.2., 7.2.3, 7.2.5). Le diagramme de Passega montre une distinction très visible entre la partie turbidite (D90 > 50 µm et D10 entre 1 et 30 µm) et la partie homogénite (D90 < 30 µm et D10 entre 1 et 2 µm).

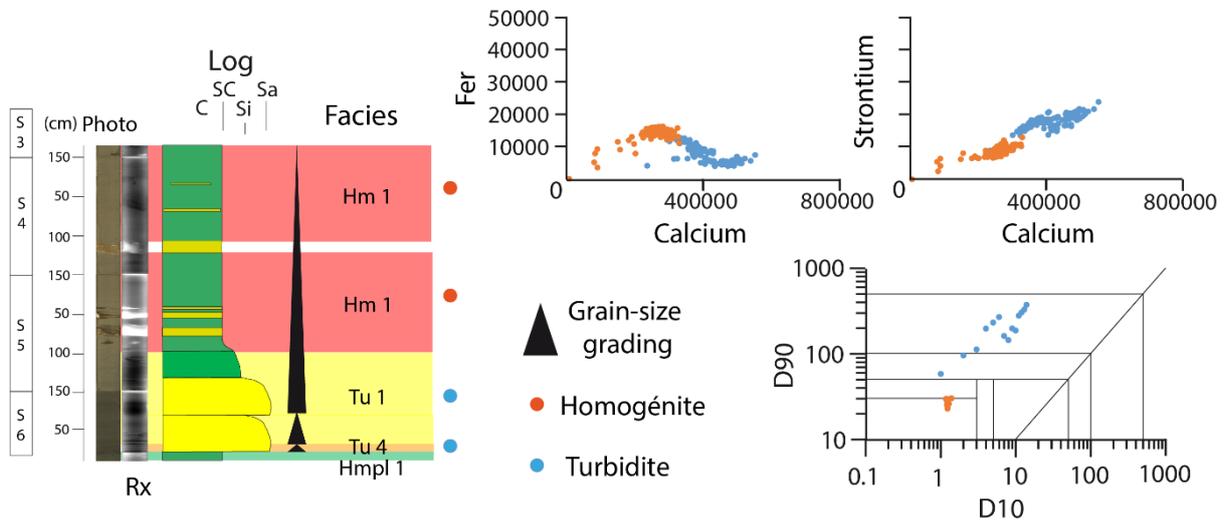


Figure 7-32 : Exemple d'un complexe HmTu dans CAS16-36PC. Faciès Hm 1 : homogénite unimodale, faciès Hmpl 1 : Hémipélagite simple, faciès Tu 1 : turbidite carbonatée. Les unités de D10 et D90 sur le diagramme de Passega sont en μm .

7.5.2.3 Complexe Tu-SB

Comme les deux *megabeds* précédents, le complexe TuSB (Figure 7-33) peut être constitué à sa base d'une seule turbidite épaisse ou par de nombreuses turbidites amalgamées (faciès Tu 1 et/ou Tu 4) mais suivi cette-fois-ci d'un *slurry bed* dans sa partie sommitale (faciès SB).

L'illustration de ce *megabed* montre des différences géochimiques entre la partie turbidite et la partie *slurry bed*. Celui-ci est moins riche en calcium et strontium (comme présenté dans le chapitre 7.2.5) que la partie turbidite. Le diagramme de Passega montre moins de différences. En effet, les valeurs de D90 et D10 sont assez similaires dans les deux cas : le D90 > 50 μm et le D10 est en entre 1 et 10 μm . Ceci peut s'expliquer par l'hétérogénéité du *slurry bed* qui présente de nombreuses parties laminées et donc plus grossières que le terme fin des turbidites (Te) ou de l'homogénite.

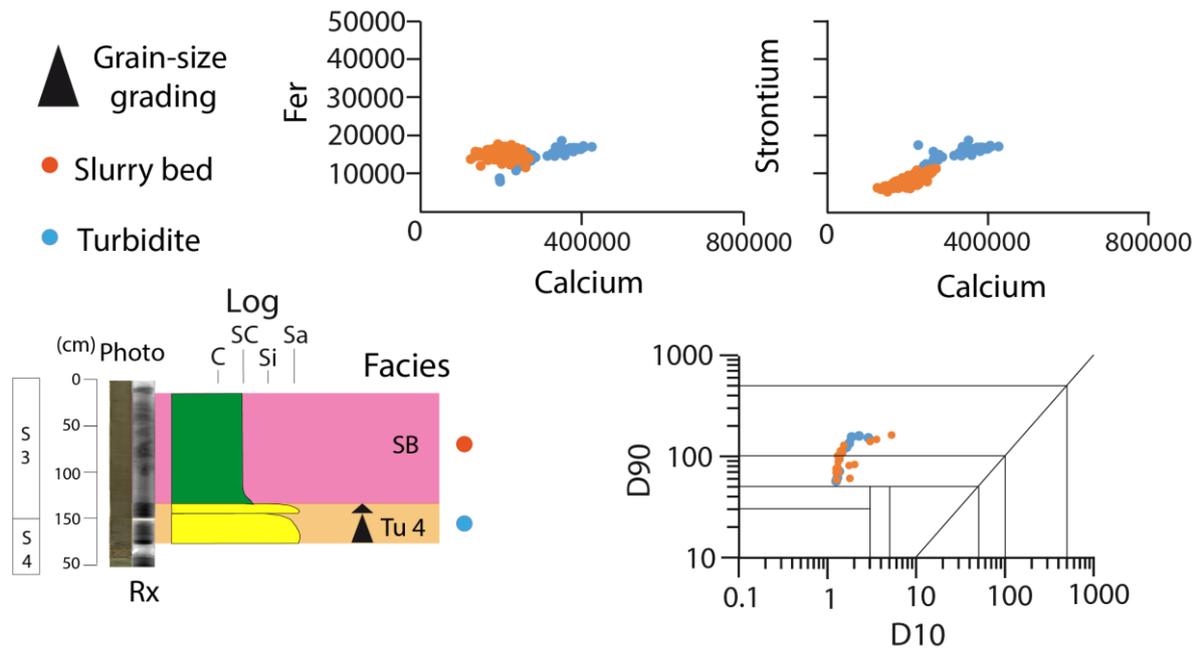


Figure 7-33 : Exemple d'un complexe TuSB dans CAS16-35PC. Faciès Tu 4 : turbidite mixte, faciès SB : slurry bed. Les unités de D10 et D90 sur le diagramme de Passegga sont en μm .

7.5.2.4 Homogénite incomplète

Les homogénites identifiées dans toutes les carottes surviennent pratiquement tout le temps après une turbidite sauf dans le cas de certaines carottes (CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-42PC) où le dépôt le plus profond est une homogénite. Dans ce cas-là, ce dépôt est considéré comme « incomplet » et supposé plus épais avec une base turbiditique. Cette hypothèse d'avère juste pour MD7 dans CAS16-36PC (cf chapitre 7.5.3).

7.5.3 Megabeds et profil de sondeur de sédiments

Les megabeds peuvent être clairement identifiées sur les profils de sondeur de sédiments. La partie grossière des megabeds correspond alors aux réflecteurs de haute intensité tandis que les parties fines se corrént avec les niveaux peu réflectifs ou transparents (Figure 7-34).

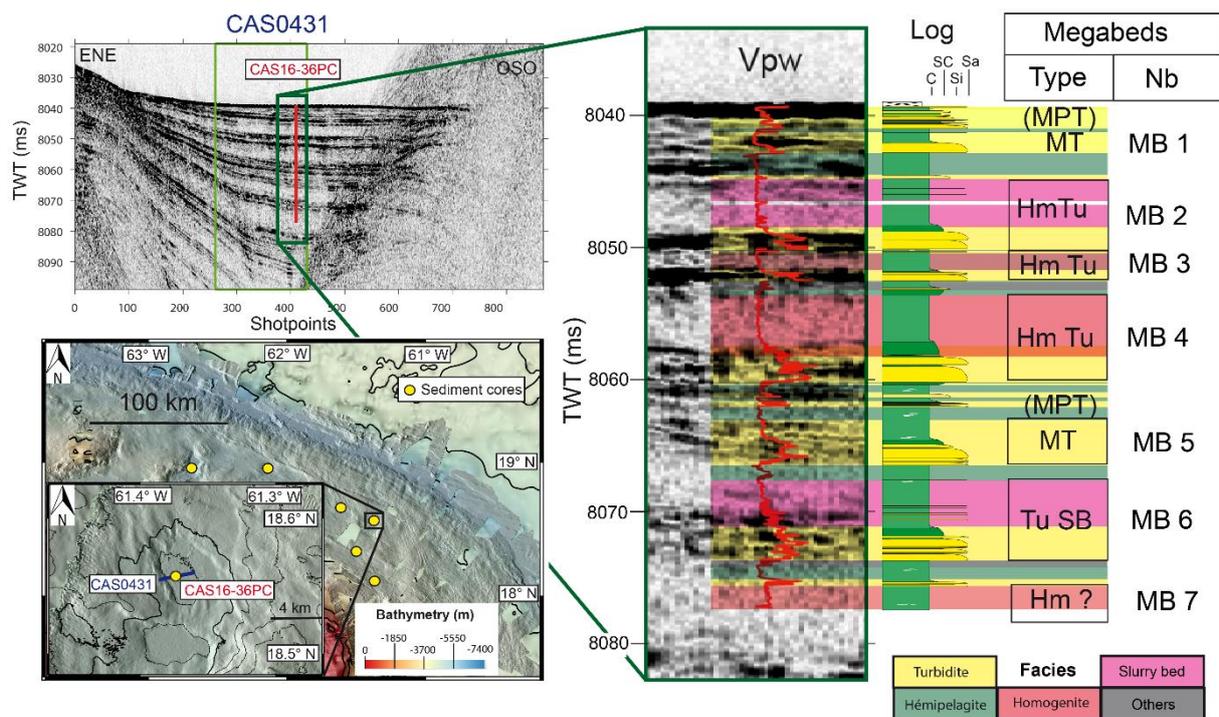


Figure 7-34 : Représentation des faciès et des megabeds de CAS16-36PC sur le profil de sondeur de sédiment CAS0431

A partir du profil de sondeur de sédiment CAS0431, les volumes des *megabeds* dans CAS16-36PC ont également été évalués afin de quantifier au minimum le volume de sédiment transporté. Pour cela, l'épaisseur « acoustique » (en ms TD puis en m) des *megabeds* a été calculée en mesurant les megabeds sur le profil de sondeur de sédiment. La vitesse des ondes utilisée est de 1533 m/s, basé sur l'épaisseur de MB2 dans la carotte (4,36 m) et son épaisseur acoustique sur le profil de sondeur de sédiment (5,688 ms TD). Les épaisseurs des autres *megabeds* dans la carotte ont ensuite été calculés et sont proches de leur épaisseur dans les carottes ($\pm 8\%$). MB 7 étant incomplet, une épaisseur fictive a été calculée en incluant le premier réflecteur noir situé de 8080 à 8082 ms TD (mais ce *megabed* est potentiellement plus épais). Les volumes ont ensuite été calculés à partir de la mesure de l'aire du bassin ($\sim 10 \text{ km}^2$) sur QGIS (Tableau 7-1) et en supposant que l'épaisseur du *megabed* est constante dans le bassin (ce qui est sans doute vrai pour certains *megabeds* et faux pour d'autres). Les volumes ainsi obtenus sont peu élevés, varient de 0.0167 à 0.0485 km^3 (Tableau 7-3). Il est donc possible que les bassins jouent le rôle « d'entonnoirs » et concentrent les sédiments transportés par des courants turbulents, laminaires ou par décantation.

Mégabeds	Épaisseur (m)		Volume	
	Acoustique	Carotte	(m3)	(km3)
MB 2	436	436	43600000	0.0436
MB 3	165.852231	180	16585223.1	0.01658522
MB 4	505.749634	490	50574963.4	0.05057496
MB 5	243.196781	245	24319678.1	0.02431968
MB 6	466.479334	448	46647933.4	0.04664793
MB 7	458.84455	134 (Hm)	45884455	0.04588446

Tableau 7-3 : Volumes de six mégabeds de CAS16-36PC calculés à partir des données présentées dans la figure 7-34.

Nombreux dans les carottes (Figure 7-35), en particulier les plus profondes (CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC), les mégabeds pourraient servir de « marqueurs stratigraphiques » afin de corrélérer les carottes entre-elles.

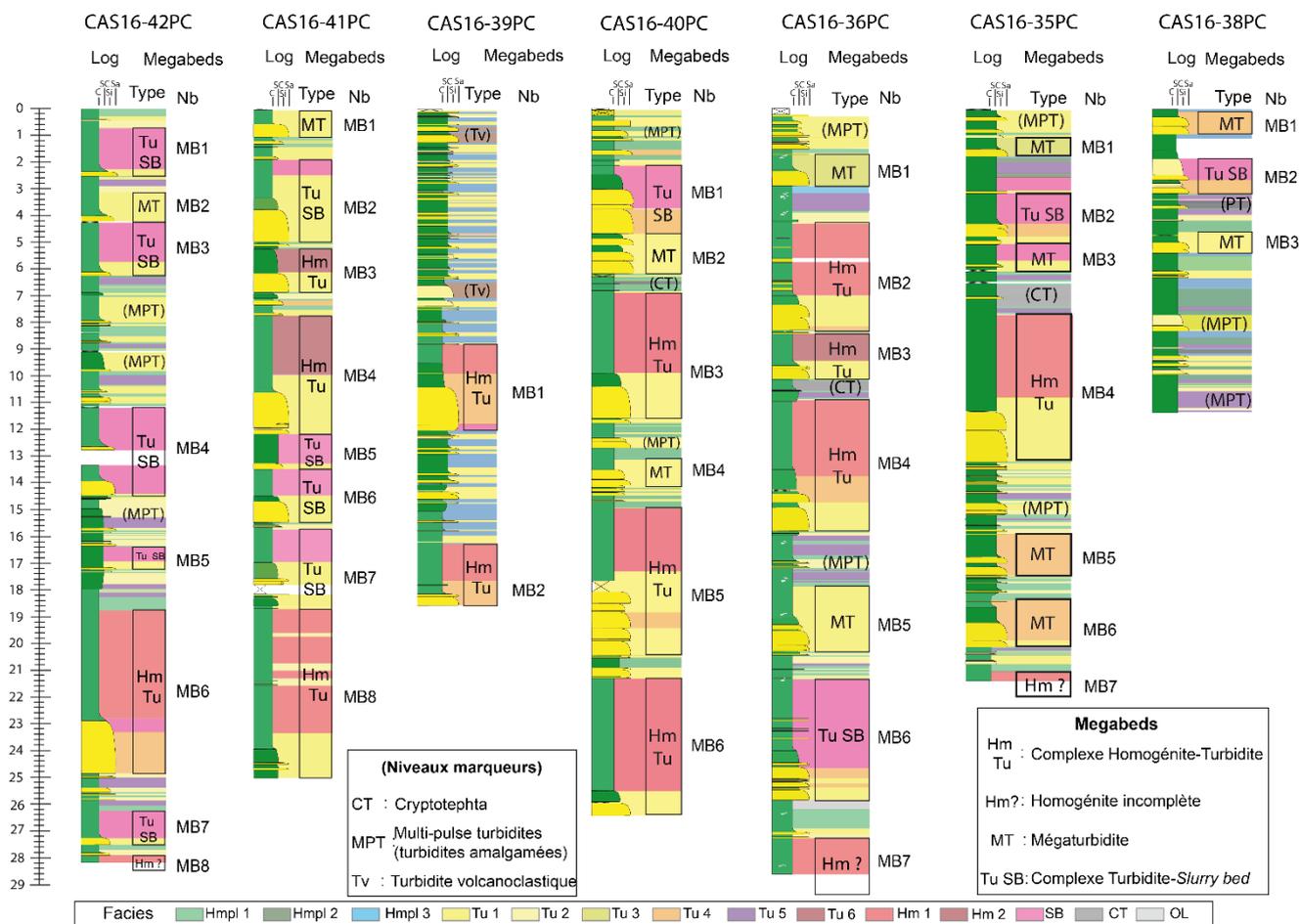


Figure 7-35 : Identification des marqueurs stratigraphiques et des mégabeds identifiés dans les sept carottes sédimentaires. Les épaisseurs et les côtes de ces mégabeds sont indiquées dans le tableau 7-4

Certaines turbidites amalgamées peuvent former des dépôts épais mais dans la plupart des cas, elles ne sont pas observables sur les profils de sondeur de sédiments. Au même titre que les pseudo-téphras ou les turbidites volcanoclastiques, ces turbidites amalgamées sont également considérées comme des niveaux « marqueurs stratigraphiques » qui pourraient s'avérer utiles afin de corréliser les carottes. Tous ces niveaux sont indiqués dans le [Tableau 7-4](#).

Carottes sédimentaires	Légende	Côte sup. (cm)	Côte inf. (cm)	Epaisseur (cm)	Type de marqueur stratigraphique - mégabed	Carottes sédimentaires	Légende	Côte sup. (cm)	Côte inf. (cm)	Epaisseur (cm)	Type de marqueur stratigraphique - mégabed
35 PC	(MPT)	6	88	82	Turbidites amalgamées	41 PC	MB 1	0	107	107	Turbidites amalgamées
	MB 1	106	176	70	Turbidites amalgamées		MB 2	151	496	345	Complexe Tu-SB
	MB 2	258	475	217	Complexe Tu-SB		MB 3	513	686	173	Complexe HmTu
	MB 3	486	599	113	Complexe Tu-SB		MB 4	773	1206	433	Complexe HmTu
	(CT)	666	737	71	Cryptotephra		MB 5	1209	1458	249	Complexe Tu-SB
	MB 4	768	1318	550	Complexe HmTu		MB 6	1458	1548	90	Complexe Tu-SB
	MPT	1478	1517	39	Turbidites amalgamées		MB 7	1576	1778	202	Complexe Tu-SB
	MB 5	1571	1746	175	Mégaturbidite		MB 8	1868	2501	633	Complexe HmTu
	MB 6	1839	2010	171	Mégaturbidite	42 PC	MB 1	53	256	203	Complexe Tu-SB
MB 7	2112	2142	30	Homogénite incomplète	MB 2		294	423	129	Mégaturbidite	
36 PC	(MPT)	21	150	129	Turbidites amalgamées		MB 3	426	623	197	Complexe Tu-SB
	MB 1	175	287	112	Turbidites amalgamées		(MPT)	708	800	92	Turbidites amalgamées
	MB 2	391	827	436	Complexe HmTu		(MPT)	917	996	79	Turbidites amalgamées
	MB 3	830	1010	180	Complexe HmTu		MB 4	1131	1451	320	Complexe Tu-SB
	(CT)	1020	1054	34	Cryptotephra		(MPT)	1454	1580	126	Turbidites amalgamées
	MB 4	1089	1579	490	Complexe HmTu		MB 5	1645	1726	81	Complexe Tu-SB
	(MPT)	1688	1717	29	Turbidites amalgamées		MB 6	1881	2503	622	Complexe HmTu
	MB 5	1787	2032	245	Mégaturbidite		MB 7	2633	2755	122	Complexe Tu-SB
	MB 6	2134	2582	448	Complexe Tu-SB	MB 8	2796	2822	26	Homogénite incomplète	
40 PC	MB 7	2726	2860	134	Homogénite incomplète	39 PC	(Tv)	132	163	31	Turbidite volcanoclastique
	(MPT)	32	65	33	Turbidites amalgamées		(Tv)	651	704	53	Turbidite volcanoclastique
	MB 1	228	467	239	Complexe Tu-SB		MB 1	881	1199	318	Mégaturbidite
	MB 2	467	615	148	Mégaturbidite	38 PC	MB 2	1624	1854	230	Complexe HmTu (incomplet?)
	(CT)	644	652	8	Cryptotephra		MB 1	11	98	87	Turbidites amalgamées
	MB 3	683	1155	472	Complexe HmTu		MB 2	119	321	202	Complexe Tu-SB
	(MPT)	1231	1265	34	Turbidites amalgamées		(CT)	356	376	20	Cryptotephra
	MB 4	1315	1414	99	Mégaturbidite		MB 3	467	542	75	Turbidites amalgamées
	MB 5	1495	2041	546	Complexe HmTu		(MPT)	778	832	54	Mégaturbidite
	MB 6	2128	2639	511	Complexe HmTu (incomplet?)		(MPT)	1056	1120	64	Turbidites amalgamées

Tableau 7-4 : Tableau récapitulatif des marqueurs stratigraphiques et des mégabeds identifiés dans les sept carottes sédimentaires et indiqués dans la figure 7-35.

Au total, CAS16-41PC est la carotte présentant le moins de dépôts ou séquences de dépôts (15) mais le plus de *mégabeds* (8, [Figure 7-35](#)). CAS16-38PC présente 21 dépôts/séquences de dépôts dont trois *mégabeds* ([Figure 7-35](#)), CAS16-40PC présente 25 dépôts/séquences de dépôts dont huit *mégabeds* ([Figure 7-35](#)), CAS16-35PC présente 30 dépôts/séquences de dépôts dont sept *mégabeds* ([Figure 7-35](#)), CAS16-36PC présente 31 dépôts/séquences de dépôts dont sept *mégabeds* ([Figure 7-35](#)), CAS16-39PC présente 33 dépôts/séquences de dépôts dont deux *mégabeds* ([Figure 7-35](#)) et CAS16-42PC présente 42 dépôts/séquences de dépôts dont huit *mégabeds* ([Figure 7-35](#)).

8 Relation entre dépôts et déclenchement sismique

Les études de paléosismologie marine basées sur l'enregistrement des turbidites dans des carottes sédimentaires s'effectuent généralement à l'aide d'un modèle chronostratigraphique obtenu via de nombreuses datations au ^{14}C (C. Goldfinger *et al.*, 2013; Goldfinger *et al.*, 2017). L'importante profondeur d'eau des sites échantillonnés par les carottages, dont cinq sur sept se situent sous la CCD, rend l'établissement du modèle chronostratigraphique compliqué à cause de la faible présence d'organismes carbonatés à dater. Afin d'améliorer la robustesse du modèle chronostratigraphique, les corrélations sont donc aussi basées sur les marqueurs stratigraphiques ($\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$) ainsi que sur l'indice colorimétrique a^* .

8.1 Marqueurs stratigraphiques : $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$

Les marqueurs stratigraphiques (Figure 8-1) comme les mégadépôts (Kleverlaan, 1987; San Pedro, 2016; San Pedro *et al.*, 2017) ou les téphras (Lowe, 2011) sont des niveaux très utiles afin de corréler les carottes sédimentaires entre-elles (cf chapitre 4.2). Les *megabeds* de la zone d'étude ne peuvent pas être considérés comme des mégadépôts *sensu-stricto* car leurs volumes sédimentaires (au maximum $0,05 \text{ km}^3$) sont nettement inférieurs aux volumes sédimentaires des mégadépôts décrits dans la littérature (ex : $65\text{-}100 \text{ km}^3$ pour le dépôt d'Augias (San Pedro, 2016), 600 km^3 pour une mégaturbidite aux Baléares (Rothwell *et al.*, 2000), $15\text{-}20 \text{ km}^3$ pour une turbidite boueuse déclenchée par un tsunami en Chine (Wetzel & Unverricht, 2013) et $3\text{-}10,5 \text{ km}^3$ pour une mégaturbidite identifiée dans le lac Como (Fanetti *et al.*, 2008). Les *megabeds* peuvent cependant atteindre une épaisseur « locale » de 6 m mais dans des bassins ayant une superficie peu élevée (de 3 à 45 km^2). Les différents *megabeds* identifiés dans les carottes de la zone sont : les complexes HmTu, les complexes TuSB et les mégaturbidites. Les pseudo-téphras, les turbidites volcanoclastiques ainsi que certaines turbidites amalgamées peuvent également faire office de marqueurs stratigraphiques.

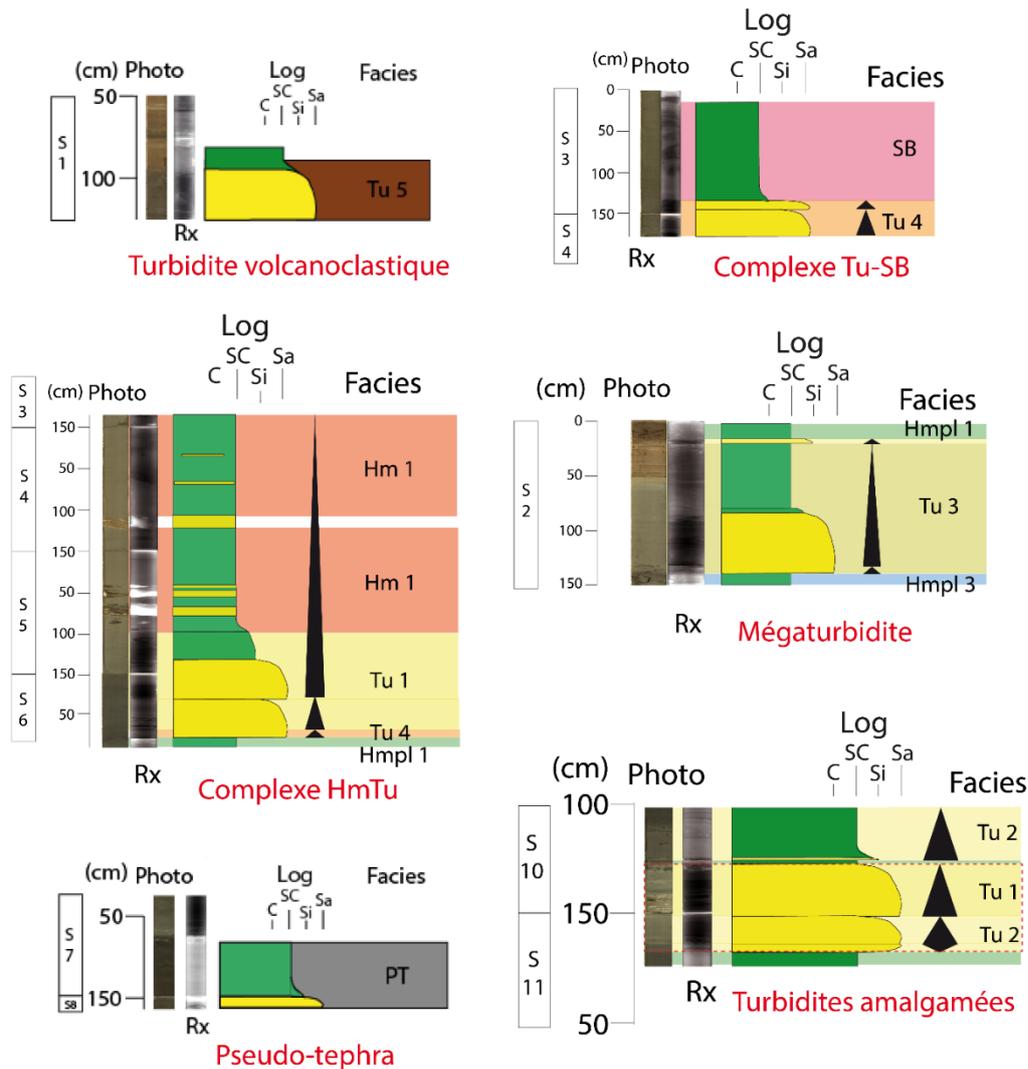


Figure 8-1 : Récapitulatif des différents marqueurs stratigraphiques identifiés dans les carottes sédimentaires. La turbidite volcanoclastique provient de CAS16-39PC ; la mégaturbidite et le complexe HmTu proviennent de CAS16-36PC, le complexe TuSB provient de CAS16-41PC ; les turbidites amalgamées et le pseudo-téphra proviennent de CAS16-35PC.

Leur étude, via le ratio géochimique $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$, montre des corrélations très intéressantes entre certaines carottes. En effet, CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC présentent des variations très similaires du $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$, ce qui permet de corréler tous les marqueurs stratigraphiques identifiés dans ces carottes. Par exemple, au sommet de CAS16-35PC et CAS16-36PC, les variations du $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ présentent un palier suivi d'un pic négatif suivi d'un nouveau palier (Figure 8-2). Toutes les phases de croissance, de décroissance et de stabilité de la courbe du $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ apparaissent

alors très similaires entre ces deux carottes (Figure 8-2). A l'inverse, CAS16-38PC ne présente pas du tout les mêmes variations, les corrélations basées sur le ratio $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ sont donc moins évidentes (Figure 8-2), notamment en raison de la signature plus carbonatée de l'hémipélagite.

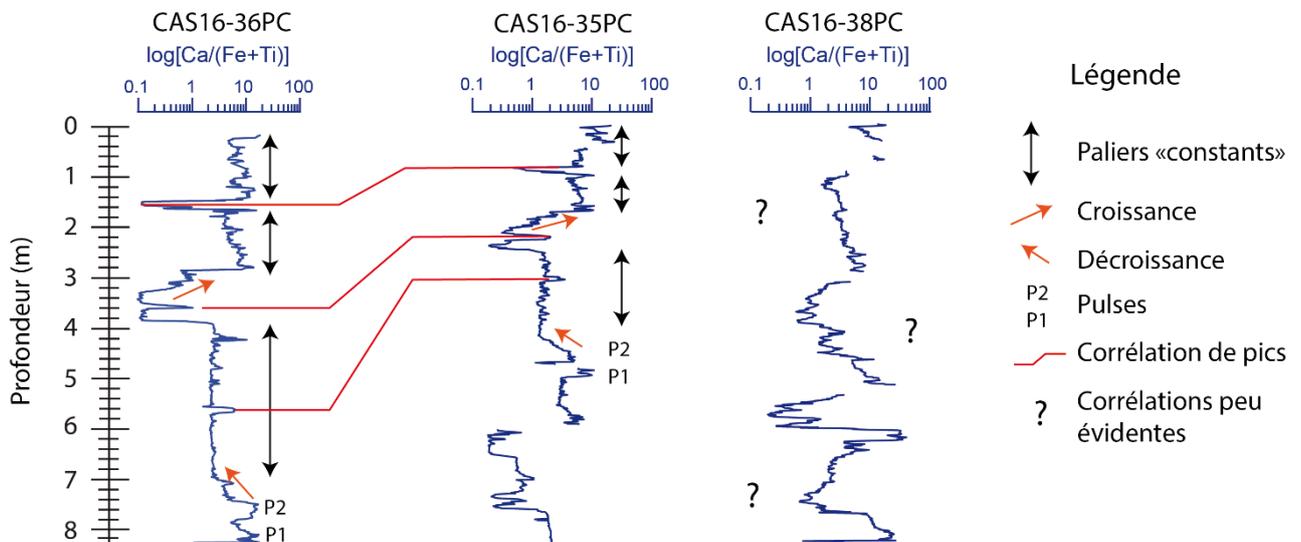


Figure 8-2 : Exemple de corrélation basée sur les variations de la courbe $\log[\text{Ca}/(\text{Fe}+\text{Ti})]$ entre CAS16-36PC et CAS16-35PC et exemple de corrélation moins évidente entre CAS16-35PC et CAS16-38PC

Certaines turbidites fines (faciès Tu 2) identifiées au sommet de quelques *megabeds* se corréleront également entre les carottes mais n'ont pas été indiquées sur la Figure 8-3 qui se concentre sur des dépôts plus importants. Ces corrélations sont toutefois moins satisfaisantes avec les autres carottes (Figure 8-3). Une fois identifiés, les quatre premiers marqueurs stratigraphiques de CAS16-41PC (MT, TuSB, HmTu et HmTu) semblent se corréler avec les premiers *megabeds* de CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC qui sont respectivement MT (36PC/35PC) ou MPT (40PC) puis TuSB (35PC/40PC) ou HmTu (36PC), puis MT (35PC/40PC) ou HmTu (36PC) et enfin HmTu (35PC/36PC/40PC). De la même façon, la première mégaturbidite et le premier complexe TuSB de CAS16-38PC semblent se corréler avec des *megabeds* de CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC mais toutes ces corrélations nécessitent une étude plus approfondie (à l'aide du modèle chronostratigraphique). CAS16-42PC présente de nombreux *megabeds* mais les corrélations ne sont pas évidentes tandis que CAS16-39PC est assez différente et présente peu de *megabeds*.

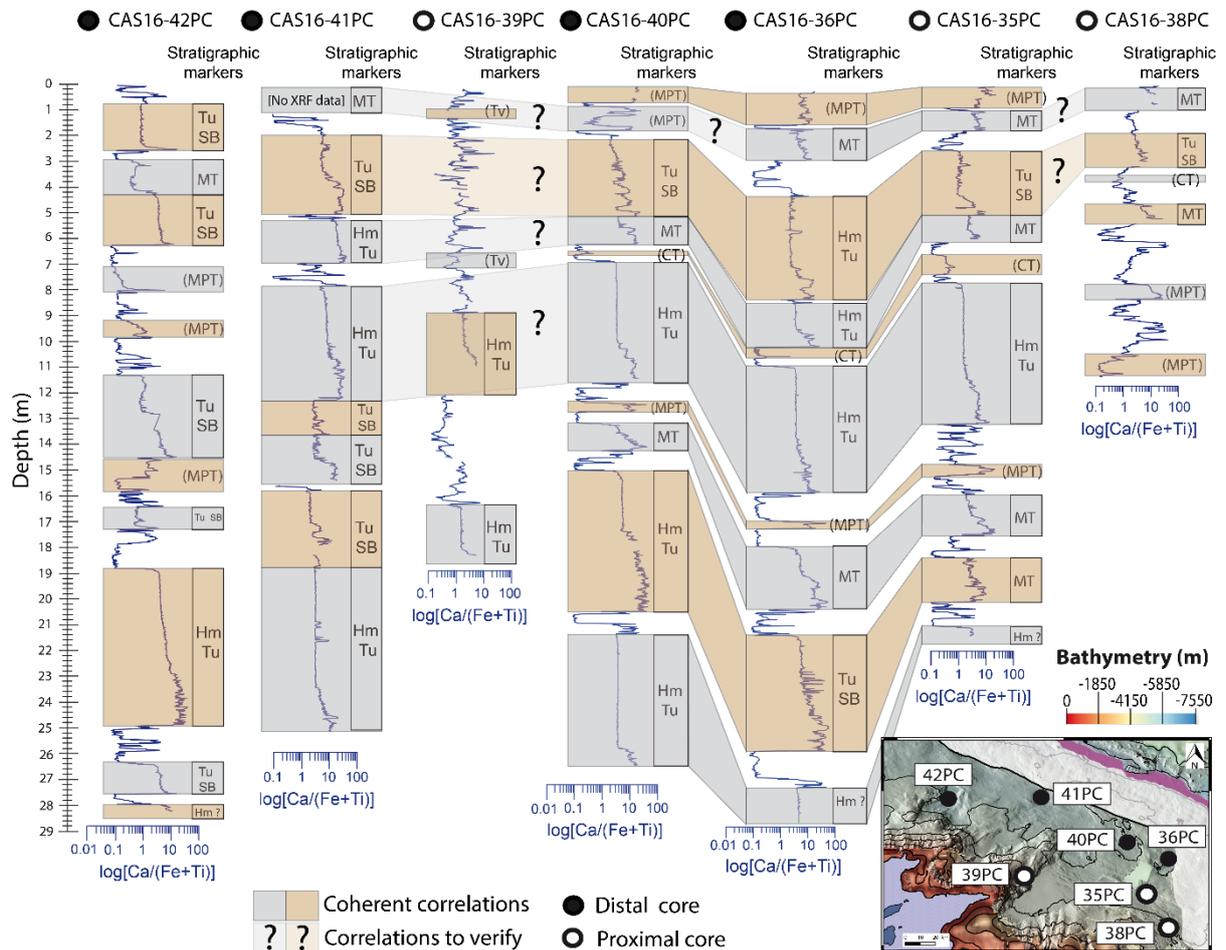


Figure 8-3 : Corrélation des marqueurs stratigraphiques identifiés dans les carottes sédimentaires. HmTu : complexe HmTu, MT : mégaturbidite, MPT : multi-pulse turbidites (turbidites amalgamées), PT : pseudo-téphra; TuSB : complexe Turbidite-Slurry bed, Tv : turbidite volcanoclastique.

8.2 Corrélations stratigraphiques (a*)

L'étude des marqueurs stratigraphiques via le $\log[Ca/(Fe+Ti)]$ s'est révélée utile afin de corréler trois carottes mais les corrélations semblent plus compliquées avec les quatre autres. En observant la couleur du sédiment, il s'est avéré que les dépôts hémipélagiques de toutes les carottes présentent des variations répétitives de couleur. Le paramètre colorimétrique a*, illustrant le mieux ces variations, a été choisi afin de tenter ces corrélations mais uniquement sur le sédiment hémipélagique. Trois modèles hémipélagiques « cumulé » (dans lesquels les dépôts gravitaires instantanés ont été retirés) ont donc été réalisés sur toutes les carottes. Ces modèles interprétatifs sont les mêmes que ceux utilisés pour établir le modèle chronostratigraphique à l'aide des datations au ^{14}C . Ils sont basés sur les incertitudes d'identification des faciès, et notamment sur l'incertitude entre le sommet du terme fin d'une turbidite, de l'homogénite ou du *slurry bed* et la base du sédiment hémipélagique. Les trois modèles sont :

-Le modèle « strict », qui prend en compte l'épaisseur maximale des turbidites, des homogénites, des pseudo-téphras ou des *slurry bed*.

- Le modèle « intermédiaire », comprenant quelques niveaux de sédiments se situant généralement aux zones de changements de faciès entre un dépôt allochtone (queue de turbidite/fin d'homogénite ou de *slurry bed*) et l'hémipélagique.

- Le modèle « large », qui prend en compte l'épaisseur minimale des turbidites, des homogénites, des pseudo-téphras ou des *slurry bed* ; et donc l'épaisseur maximale du sédiment hémipélagique.

Comme l'allure générale des courbes varie peu en fonction des modèles (Figure 8-4), les corrélations ne sont présentées que sur un modèle, le modèle « strict ». Elles sont basées sur les valeurs de a^* et les variations importantes de la courbe mais aussi sur les successions/séquences de pics positifs et/ou de pic négatifs.

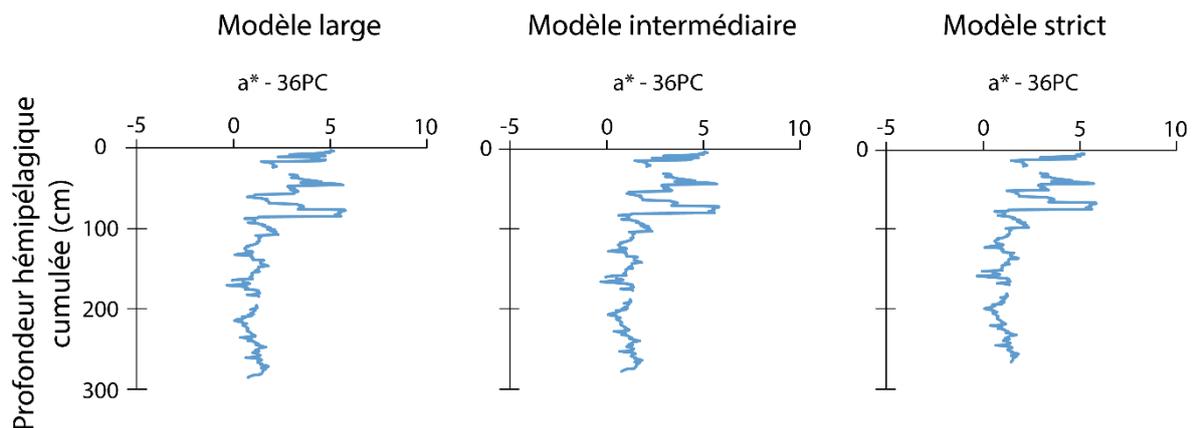


Figure 8-4 : Représentation du paramètre a^* sur les trois modèles hémipélagiques « cumulés » (large, intermédiaire et strict) de CAS16-36PC

L'indication des dépôts gravitaires sur la Figure 8-5 a également permis de mieux contraindre les corrélations. Ce dépôts incluent les turbidites hémipélagiques (faciès Tu 6, rectangles violets sur la Figure 8-5), les turbidites/lamines carbonatées (faciès Tu 2, rectangles bleus sur la Figure 8-5) et les marqueurs stratigraphiques (en rouge sur la Figure 8-5) incluant mégaturbidites, complexes HmTu, complexes TuSB (faciès Tu 1, Tu 3, Tu 4, Hm 1, Hm 2 ou SB), pseudo-téphras (faciès PT) ou turbidites volcanoclastiques (faciès Tu 5). Si deux ou plusieurs rectangles sont adjacents (Figure 8-5), cela signifie que les dépôts sont empilés (sédiment hémipélagique absent). Le dépôt le plus à gauche est alors le plus récent, tandis que le dépôt le plus à droite est le plus ancien (Figure 8-5). Cette absence peut être réelle ou due à l'érosion du matériel hémipélagique par des courants de turbidité. Dans le cas d'un rectangle bleu et d'un rectangle violet adjacents (Figure 8-5), les deux dépôts sont regroupés en turbidites amalgamées.

Les corrélations s'avèrent très satisfaisantes entre les carottes les plus profondes (CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-40PC et CAS16-35PC) car l'allure des courbes est suffisamment similaire (Figure 8-5). Il est important de préciser que CAS16-41PC présente très peu de sédiment hémipélagique, en moyenne 5 à 6 fois moins que toutes les autres carottes.

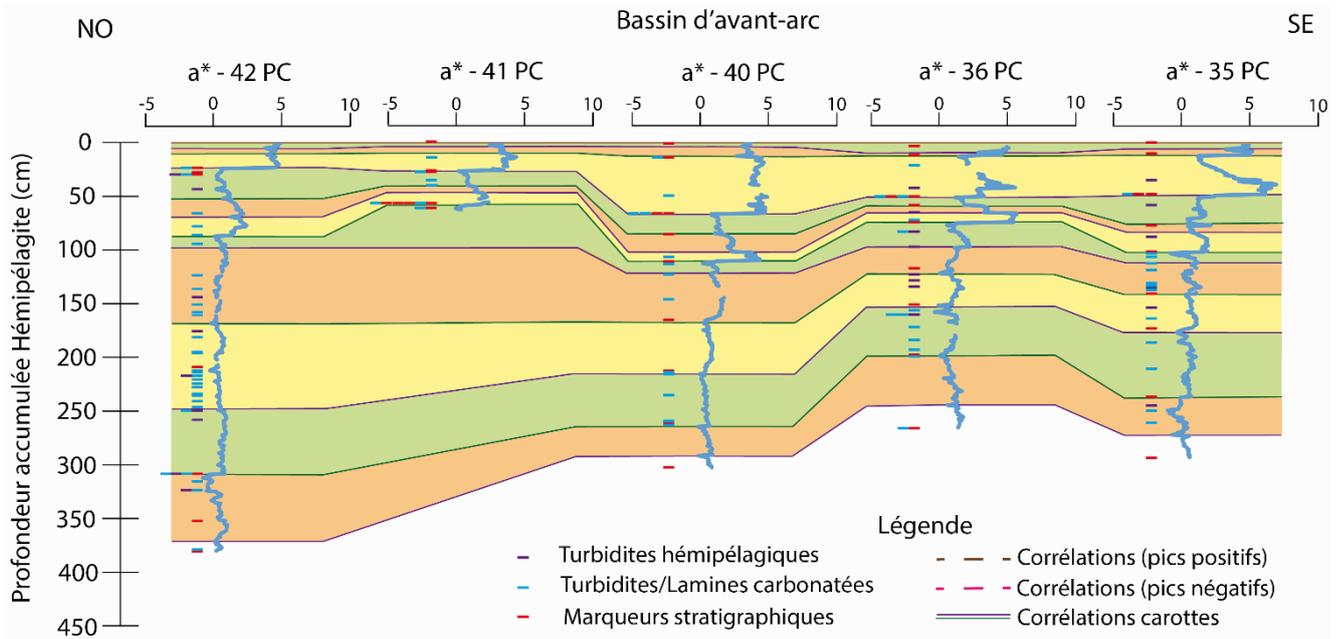


Figure 8-5 : Corrélations stratigraphiques préliminaires entre les cinq carottes du bassin d'avant-arc basées sur la couleur de l'hémipélagite (indice colorimétrique a^*)

Les corrélations entre les carottes proximales situées sur- ou au pied de la pente insulaire (CAS16-38PC et CAS16-39PC) et les autres carottes semblent cependant plus compliquées car les allures des courbes de a^* sont assez différentes, sans doute en raison de la nature plus carbonatée du sédiment hémipélagique (le sédiment hémipélagique carbonaté – faciès Hmpl 3 – étant généralement plus clair que les faciès Hmpl 1 et Hmpl 2). Cependant, les corrélations entre ces deux carottes proximales semblent possibles même si elles nécessitent d'être mieux contraintes (Figure 8-6). Comme pour les corrélations entre les cinq autres carottes, celles-ci sont basées sur les pics, les variations et l'allure de la courbe du paramètre a^* .

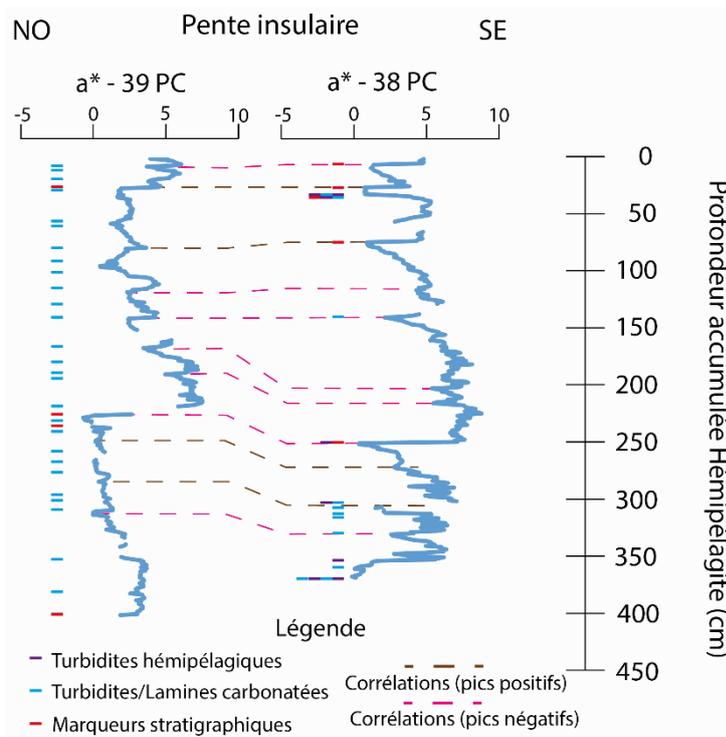


Figure 8-6 : Corrélations stratigraphiques préliminaires entre les deux carottes situées sur la pente insulaire basées sur la couleur de l'hémipélagique (indice colorimétrique a^*)

8.3 Modèle chronostratigraphique

Trois étapes sont nécessaires pour établir le modèle chronostratigraphique à partir des corrélations présentées dans les parties précédentes (chapitres 8.1 & 8.2) :

- Calibration des datations « instrumentales » à l'aide d'OxCal, calcul des taux de sédimentations hémipélagiques et calcul de l'âge des dépôts et des carottes sur les différents modèles hémipélagiques « cumulés » (chapitre 8.3.1)
- Intégration de ces âges dans les corrélations stratigraphiques présentées dans les parties précédentes et ajustements afin de rendre cohérents les résultats (chapitre 8.3.2)
- Calcul de l'âge corrigé des dépôts et des carottes après avoir comptabilisé les ajustements (chapitre 8.3.2)

8.3.1 Datations au ^{14}C : âge des dépôts et des carottes

Un total de 45 échantillons a été envoyé pour effectuer des datations aux ^{14}C . La localisation des niveaux échantillonnés, leur âge et leur justesse sont indiqués en Annexes (Annexes 9 à 15). Cependant, toutes les mesures ne sont pas acceptables. En effet, les niveaux prélevés ont été

sélectionnés avant l'établissement définitif des faciès. Il est donc possible que quelques prélèvements aient été effectués dans des niveaux remaniés, c'est-à-dire dans des termes fins de turbidites, des homogénites ou des *slurry bed* par exemple. Parmi les dates, on distingue ainsi :

-Les dates « cohérentes », au nombre de dix-neuf, qui sont marquées en vert dans le [Tableau 8-1](#). Ces dates sont considérées comme bonnes car elles ont été prélevées dans des niveaux correspondant bien à de l'hémipélagique et les espèces de foraminifères planctoniques choisies sont les plus adaptées (*Globigerinoides ruber alba*, *Globigerinoides ruber rosea*, *Trilobatus sacculifer*) car elles vivent proche de la surface de l'eau.

-Les dates « inversées », au nombre de sept, qui sont marquées en orange dans le [Tableau 8-1](#). Ces dates ne sont pas cohérentes vis-à-vis des autres dans la carotte : il s'agit de dates plus vieilles au-dessus de dates plus jeunes. Elles ont donc été prélevées dans des niveaux remaniés et ne correspondant pas à du sédiment hémipélagique. Ces dates ne sont donc pas prises en compte.

-Les dates « mauvais niveau », au nombre de sept, qui sont marquées en orange clair dans le [Tableau 8-1](#). Elles présentent des âges cohérents par rapport aux autres dates mais elles ont été prélevées dans des niveaux qui ont été réinterprétés en tant que remaniés, notamment par l'étude des courbes granulométriques dans les sédiments fins (terme *Te* de la turbidite, homogénite, hémipélagite). Elles sont donc écartées.

-Les dates « incertaines », au nombre de neuf, qui sont marquées en jaune dans le [Tableau 8-1](#). Ces dates peuvent être cohérentes en fonction des modèles hémipélagiques choisis. Deux incertitudes peuvent exister : une incertitude liée au niveau prélevé (dont l'interprétation varie en fonction des modèles hémipélagiques) ou une incertitude liée aux espèces de foraminifères choisies (espèces moins appropriées, plusieurs espèces ou échantillons « *bulk* »). L'incertitude de niveau peut également être liée à une contamination en foraminifères à cause de bioturbation ou à cause de la turbidite sus-jacente si l'échantillon a été prélevé trop près de la turbidite.

Carottes	S.	Côte tronçon (cm)	Côte carotte (cm)	¹⁴ C cal BP (Labo)	Erreur	¹⁴ C cal BP (médiane)	1 sigma (cal BP)		2 sigma (cal BP)		Remarque
CAS16-35PC	I	10-11	10-11	10 280	80	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-35PC	II	30-32	180-182	8 230	30	8736	8634	8799	8595	8907	
CAS16-35PC	II	98-99	248-249	11 060	80	12591	12525	12665	12393	12749	
CAS16-35PC	IV	30-31	480-481	12 910	100	14697	14449	15002	14215	15120	Incertitude niveau
CAS16-36PC	I	36-37	36-37	14 050	120	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-36PC	I	113-114	113-114	16 260	270	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-36PC	II	41-42	291-292	8 090	50	8541	8460	8600	8403	8693	
CAS16-36PC	III	10-11	310-311	9 125	50	9555	9734	9960	9670	10103	
CAS16-36PC	VII	115-116	1015-1016	29 280	170	33066	32828	33348	32524	33567	
CAS16-38PC	I	12-13	12-13	5 820	50	6234	6182	6283	6104	6358	
CAS16-38PC	I	18-19	18-19	6 500	60	7001	6916	7096	6829	7161	Incertitude niveau
CAS16-38PC	I	100-101	100-101	7 850	30	8316	8280	8363	8205	8364	
CAS16-38PC	I	140.5-141.5	140.5-141.5	11 280	90	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-38PC	III	24-25	324-325	13 970	70	16335	16206	16458	16094	16611	
CAS16-38PC	III	75.5-76.5	375.5-376.5	14 050	40	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-38PC	III	125-126	425-426	30 350	180	34017	33844	34171	33700	34377	
CAS16-38PC	IV	10-11	460-461	32 520	210	36003	35778	36239	35515	36437	
CAS16-38PC	IV	148.5-149.5	548.5-549.5	39 420	410	42865	42563	43144	42272	43496	
CAS16-38PC	VI	91-92	841-842	> 43 500 BP	--	--	--	--	--	--	Hors mesure ¹⁴ C
CAS16-39PC	I	20.5-21.5	20.5-21.5	4 640	30	4854	4809	4891	4788	4960	Incertitude niveau
CAS16-39PC	I	34.5-35.5	34.5-35.5	8 060	30	8506	8453	8552	8409	8590	
CAS16-39PC	I	34.5-35.5	34.5-35.5	9 460	60	10306	10217	10376	10176	10476	
CAS16-39PC	I	61.5-62.5	61.5-62.5	16 200	80	19042	18927	19142	18844	19274	
CAS16-39PC	I	81.5-82.5	81.5-82.5	20 040	100	23652	23503	23806	23346	23963	Incertitude niveau
CAS16-39PC	I	128.5-129.5	128.5-129.5	21 360	70	25302	25179	25423	25070	25534	
CAS16-39PC	I	146.5-147.5	146.5-147.5	24 500	140	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-39PC	II	21.5-22.5	171.5-172.5	27 980	120	31343	31234	31446	31129	31559	
CAS16-39PC	II	31.5-32.5	182.5-183.5	31 890	200	35532	35097	35590	34876	35849	
CAS16-39PC	II	70.5-71.5	220.5-221.5	37 960	310	41943	41716	42175	41464	42399	
CAS16-39PC	II	116.5-117.5	266.5-267.5	42 080	440	45073	44679	45464	44284	45862	
CAS16-39PC	III	15.5-16.5	415.5-416.5	> 43 500 BP	--	--	--	--	--	--	Hors mesure ¹⁴ C
CAS16-39PC	IV	147.5-148.5	597.5-598.5	> 43 500 BP	--	--	--	--	--	--	Hors mesure ¹⁴ C
CAS16-40PC	I	31-32	31-32	9 230	390	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-40PC	I	66-67	66-67	13 300	100	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-40PC	I	101-102	101-102	8 840	70	9493	9418	9548	9340	9672	Incertitude niveau
CAS16-40PC	I	117.5-119.5	117.5-119.5	10 670	30	12017	11922	12096	11827	12220	Incertitude niveau
CAS16-40PC	II	27-28	177-178	17 500	90	20614	20484	20741	20344	20890	Incertitude niveau
CAS16-40PC	IV	58.5-59.5	458,5-459,5	36 770	500	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-40PC	IV	71-72	511-512	25 760	120	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-41PC	I	111-112	111-112	12 530	70	--	--	--	--	--	Inversion
CAS16-41PC	IV	93.5-94.5	534,5-535,5	17 660	90	20799	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-41PC	V	94-95	694-695	9 430	60	10272	10190	10342	10147	10445	Incertitude forams
CAS16-42PC	II	109-110	259-260	31 920	170	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-42PC	III	38-39	338-339	31 900	180	--	--	--	--	--	Mauvais niveau
CAS16-42PC	V	32-33	632-633	29 300	180	33089	32844	33377	32530	33597	Incertitude forams

Tableau 8-1 : Tableau récapitulatif des âges ¹⁴C obtenus sur les 45 prélèvements effectués sur les sept carottes de la zone d'étude. Les dates en vert sont cohérentes, les dates en jaune sont incertaines, les dates en orange (clair et foncé) sont à écarter et les dates en rouge ne sont pas mesurables avec la méthode ¹⁴C. Les espèces utilisées pour les piquages sont indiquées dans le tableau 4-1.

-Les dates « hors mesure », au nombre de trois, qui sont marquées en rouge dans le [Tableau 8-1](#). Elles correspondent à des âges trop anciens pour être mesurés par la méthode au ¹⁴C. Elles ont donc un âge supérieur à 43 500 ans BP, qui est la limite donnée par le laboratoire *Beta Analytics*.

Toutes les dates sont exprimées en ans BP pour *Before Present* avec l'année 1950 correspondant au présent. L'âge Labo (Tableau 8-1) correspond à l'âge donné lors de la mesure et l'âge médiane correspond à l'âge obtenu après calibration sur OxCal tandis que la gamme d'âge est indiquée dans les colonnes 1 sigma (gamme restreinte mais fiabilité moyenne, ~66% de probabilité que la date soit exacte) et 2 sigma (gamme plus large mais meilleure fiabilité, ~95% de probabilité que la date soit exacte).

La méthode pour calculer les âges des turbidites est la suivante pour chaque carotte :

-Étape 1 : Application d'un taux de sédimentation moyen entre le top hémipélagique et la première date (Calcul Top-Date, Figure 8-7). Dans cette étape, le top de l'hémipélagique est considéré comme le niveau zéro « top réel » (donc âge 0 an BP). Cette considération est une approximation car le sédiment hémipélagique au sommet de la carotte peut avoir été érodé ou perdu durant le carottage. Seules 36PC et 42PC, qui sont respectivement contraintes par 37BC et 42BC, possèdent un top hémipélagique « réel ».

-Étape 2 : Application d'un taux de sédimentation moyen entre les dates suivantes (calcul date-date, entre D1 et D2, puis entre D2 et D3, etc... Figure 8-7) jusqu'à qu'il n'y ait plus de date disponible.

-Étape 3 : Extrapolation linéaire sur le reste de la carotte : application d'un taux de sédimentation moyenné sur tous les taux de sédimentations de la carotte de la dernière date jusqu'à la base (calcul date-base, Figure 8-7).

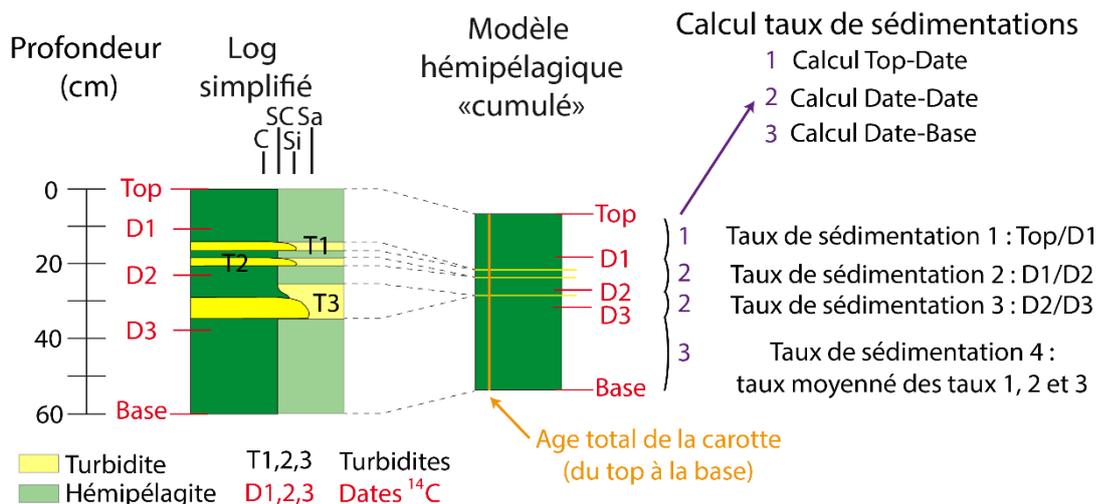


Figure 8-7 : Schéma simplifié expliquant la méthode pour calculer l'âge des turbidites sur une carotte fictive mesurant 60 cm de long grâce à trois dates (D1, D2, D3) obtenues par la méthode du ¹⁴C.

L'âge le plus ancien des carottes (l'âge au niveau de la base de la carotte, [Figure 8-7](#)), calculé à partir des trois modèles hémipélagiques peut varier assez peu au sein de la même carotte ou être très différent ([Tableau 8-2](#)). Ces différences proviennent principalement de l'ajout des dates « incertaines » qui changent le taux de sédimentation moyenné de la carotte.

Carottes sédimentaires	Age le plus ancien (en ans BP)			Dates prises en compte		Taux de sédimentation (cm/ka)		
	Strict	Intermédiaire	Large	Cohérentes	Incertaines	Min.	Max.	Moyenné
CAS16-35PC	75 000	73 000	68 000	2	0	1.603	6.874	4.238
CAS16-36PC	72 000	73000	70 000	3	0	0.776	13.575	6.013
CAS16-38PC	105 000	101 000	104 000	5	0	0.452	17.623	4.631
CAS16-39PC	92 000	93 000	124 000	7	0	1.058	14.696	6.384
CAS16-40PC	103 000	97 000	100 000	0	2	1.456	4.653	3.055
CAS16-41PC	19 000	23 000	29 000	0	1	3.553		
CAS16-42PC	327 000	312 000	330 000	0	1	1.164		

Tableau 8-2 : Age le plus ancien des sept carottes de la zone d'étude, taux de sédimentation et dates prises en compte afin d'effectuer ces calculs d'âges.

CAS16-38PC et CAS16-39PC sont les deux carottes les mieux contraintes grâce à l'utilisation d'au moins cinq dates cohérentes par carotte ([Tableau 8-2](#)). CAS16-35PC et CAS16-36PC sont faiblement contraintes par seulement deux ou trois dates cohérentes ([Tableau 8-2](#)). CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC sont très mal contraintes par une à trois dates incertaines ([Tableau 8-2](#)). L'âge le plus ancien de CAS16-42PC apparaît très élevé par rapport à l'âge des autres carottes dû à la seule date utilisée pour la contraindre : cet âge est probablement faux. Inversement, CAS16-41PC semble très « jeune » comparé aux autres carottes mais ceci n'est pas incohérent car elle contient cinq à six fois moins de sédiment hémipélagique. Parmi toutes les carottes, CAS16-35PC et CAS16-36PC ont des âges les plus anciens très similaires, elles pourront donc servir de base afin de réaliser les ajustements.

Les taux de sédimentation sont globalement peu élevés ([Tableau 8-2](#)), en particulier au niveau des carottes mal contraintes CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC dont les taux moyennés sont respectivement de 3.055, 3.553 et 1.164 cm/ka. Cela explique en partie l'âge très ancien de CAS16-42PC, dont le modèle hémipélagique cumulé est un des plus épais (375 cm). CAS16-39PC est la carotte présentant le plus haut taux de sédimentation moyenné (6.384 cm/ka) tandis que CAS16-42PC présente le taux le plus bas (1,164 cm/ka). Les différences entre les taux de sédimentation maximum et minimum peuvent aller jusqu'à plus d'un facteur dix sur la même carotte (ex : 0,452 et 17, 623 cm/ka pour CAS16-38PC).

8.3.2 Intégration des corrélations stratigraphiques dans le modèle d'âge

Tout le travail présenté ci-après a été effectué à partir du modèle hémipélagique strict. Les âges médians des datations ont été reportés à leurs profondeurs hémipélagiques respectives (Figure 8-8).

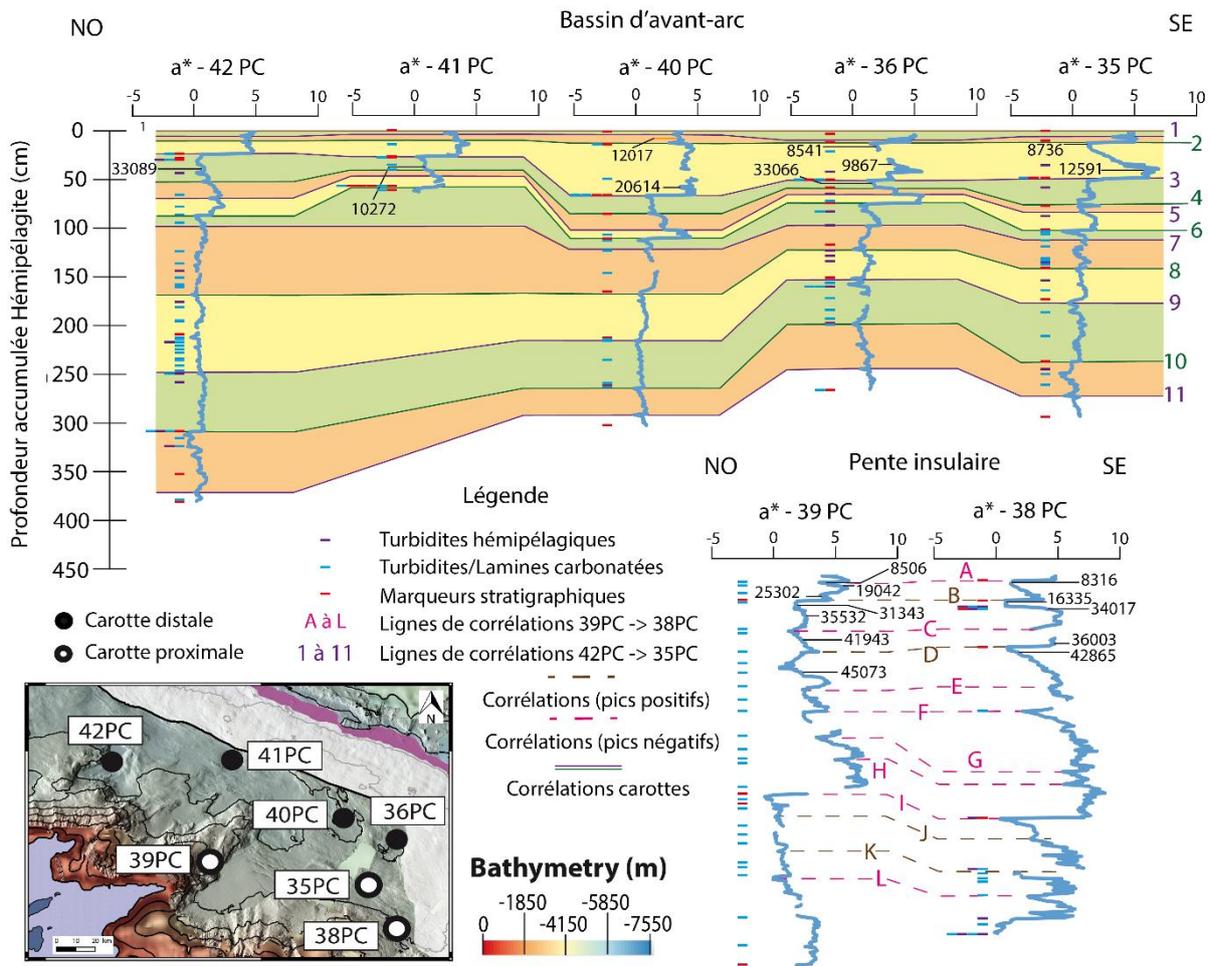


Figure 8-8 : Indication des âges médians (en noir) des datations au ^{14}C à leurs profondeurs hémipélagiques respectives et des lignes de corrélations préliminaires entre les carottes du bassin d'avant-arc (lignes 1 à 11) et entre les carottes de la pente insulaire (lignes A à L). Les carottes sont localisées sur la carte insérée sur la figure.

L'ajout des dates sur les corrélations stratigraphiques pose des problèmes sur deux carottes : CAS16-41PC et CAS16-40PC. En effet, la seule date de CAS16-41PC est trop jeune comparée aux autres auxquelles elle devrait être corrélée (~10 300 contre ~33 000 ans BP). A l'inverse, une date de CAS16-40PC semble un peu vieillie comparé aux autres dates : ~12 000 contre < 8 000 ans BP. Les autres dates semblent plutôt bien correspondre aux corrélations (Figure 8-8).

Afin d'obtenir un modèle mieux contraint, les lignes vertes et violettes (numérotées de 1 à 11), considérées désormais comme des « lignes isochrones », et servant de corrélations entre les cinq carottes prélevées dans le bassin d'avant-arc ont été datées en utilisant les carottes les plus similaires : CAS16-35PC et CAS16-36PC (Tableau 8-3). L'âge de chaque ligne isochrone se situe dans une fourchette de valeurs. Ces fourchettes de valeurs ont été calculées sur les deux carottes et présentent

donc une limite inférieure et une limite supérieure. La limite inférieure correspond toujours à l'âge le plus « ancien » tandis que la limite supérieure correspond à l'âge le plus « récent ».

Lignes isochrones	Age (ans BP)			Incertitude (+/- ans BP)
	Limite sup.	Limite inf.	Médiane	
1	5 950			110
2	6 700	7 700	7 200	500
3	27 000	33 000	30 000	3 000
4	33 700	37 800	35 750	2 050
5	34 900	39 400	37 150	2 250
6	36 500	43 000	39 750	3 250
7	40 000	44 600	42 300	2 300
8	44 000	50 000	47 000	3 000
9	48 800	56 500	52 650	3 850
10	56 300	67 700	62 000	5 700
11	63 600	74 000	68 800	5 200

Tableau 8-3 : Age des lignes isochrones (1 à 11) indiquées dans la figure 8-5. Les limites en rouge sont issues de CAS16-36PC tandis que les limites en vert proviennent de CAS16-35PC.

La ligne isochrone 3, datée entre 27 000 et 33 000 ans BP d'après CAS16-36PC, a posé problème car elle ne se corrélait pas bien avec CAS16-41PC et CAS16-35PC. En effet, dans cette dernière carotte, l'âge obtenu était plus jeune : ~15 000 ans par extrapolation linéaire. Comme CAS16-36PC était la seule des deux carottes contrainte par une date ¹⁴C, cet intervalle de 27 000-30 000 ans BP a donc été imposé à CAS16-35PC et le taux de sédimentation moyenné de CAS16-36PC a été utilisé sur CAS16-35PC. Plusieurs éléments peuvent justifier ces changements dont notamment la présence d'une date ~33 000 ans BP sur CAS16-42PC après la ligne isochrone 3 (validant ainsi la date de CAS16-36PC) mais surtout le fait que la ligne 3 est une ligne de corrélation stratigraphique basée sur deux outils : a* ainsi que les marqueurs stratigraphiques. En effet, la ligne isochrone 3 correspond à un niveau se situant sous les *megabeds* MB2 et MB3 dans CAS16-35PC comme dans CAS16-36PC. Daté d'environ ~30 000 ans BP +/- 3 000 ans sur CAS16-36PC, MB3 sert donc de limites pour la ligne isochrone 3 avec une limite inférieure à ~27 000 ans et une limite supérieure à ~30 000 ans BP.

Les autres limites des lignes de corrélations ont ainsi pu être obtenues sur ces deux carottes (Tableau 8-3). Par exemple, la ligne isochrone 2 est à ~6800 ans BP sur CAS16-36PC et ~7700 ans BP sur CAS16-35PC tandis que la ligne isochrone 7 est à ~40 000 ans BP sur CAS16-36PC et ~43 000 ans BP sur CAS16-35PC. La seule ligne isochrone mal contrainte est la ligne 1 (~5 950 ans BP), uniquement définie à partir du CAS16-36PC dont le sommet a pu être défini à l'aide de CAS16-37BC.

De la même manière, les lignes roses et marron en pointillés (de A à L, Figure 8-8B) ont servi de corrélation entre CAS16-38PC et CAS16-39PC (Tableau 8-4), les deux carottes proximales situées au-dessus de la CCD. La ligne isochrone B présentant le même problème que la ligne isochrone 3 avec une date autour de 15 000 ans BP pour CAS16-38PC et une date autour de 30 900 ans BP pour CAS16-39PC. On peut cependant remarquer que sur CAS16-38PC, une date à ~34 000 ans BP est très proche de la date à ~16 000 ans BP (Tableau 8-1, Figure 8-8). De plus, le *megabed* MB2 est daté d'environ 15 000 ans BP sur CAS16-38PC. Ces ordres d'âge (15 000 et 30 000 ans), identiques dans CAS16-35PC et CAS16-36PC au niveau de la ligne isochrone 3, permettent d'appliquer les mêmes corrections sur ces carottes proximales en imposant l'intervalle 27000-33000 ans BP pour cette ligne isochrone. Une correction a également été appliquée sur CAS16-38PC, qui présentait un taux de sédimentation relativement faible comparé à CAS16-39PC ou CAS16-36PC (4,631 cm/ka contre > 6 cm/ka). CAS16-38PC est en effet la carotte qui possède le plus de dépôts hémipélagique (355 cm) comparé à sa longueur totale (1140 cm), et enregistre partiellement la sédimentation marine carbonatée par décantation. Les taux de sédimentation devraient être un peu plus importants. Le taux moyenné de CAS16-39PC a donc été appliqué sur CAS16-38PC à partir du niveau où la carotte n'était plus contrainte par une datation.

Lignes isochrones	Age (ans BP)			Incertitude (+/- ans BP)	Lignes isochrones	Age (ans BP)			Incertitude (+/- ans BP)
	Limite sup.	Limite inf.	Médiane			Limite sup.	Limite inf.	Médiane	
A	6 800	7560	7 180	380	G	55 600	62 200	58 900	3 300
B	15 000	30 900	22 950	7 950	H	59 200	64 200	61 700	2 500
C	35 300	40 400	37 850	2 550	I	64 000	69 700	66 850	2 850
D	39 400	43 600	41 500	2 100	J	68 400	72 900	70 650	2 250
E	47 900	48 000	47 950	50	K	73 100	77 800	75 450	2 350
F	51 500	52 500	52 000	500	L	77 800	82 200	80 000	2 200

Tableau 8-4 : Age des lignes isochrones (A à L) indiquées dans la figure 8-5. Les limites en bleu sont issues de CAS16-38PC tandis que les limites en violet proviennent de CAS16-39PC.

Certaines lignes isochrones ont ainsi pu être corrélées entre les cinq carottes profondes (et sous la CCD) du bassin d'avant-arc et les deux carottes les plus proximales: 2 avec A, 3 avec B, 6 avec C, 7 avec D, 8 avec E, 9 avec F, 10 avec H et 11 avec I (Tableau 8-5). La ligne isochrone combinée 3B est particulière car elle possède une double limite (~15 000 ans BP pour l'hémipélagique supérieur et ~30 000 ans BP pour l'hémipélagique inférieur) fixée à l'aide des *megabeds* dans plusieurs carottes. 3B peut donc être considérée comme allochrone au niveau des carottes affectées par cette double limite. Elle met donc en évidence une érosion importante du sédiment hémipélagique de 30 000 à 15 000 ans BP. Il est cependant important de préciser que la borne de ~15 000 ans BP n'est pas valide pour CAS16-39PC qui est contrainte par un nombre plus important de dates.

Isochrones 42 -> 35 PC	Age (ans BP)			Incertitude (+/- ans BP)	Isochrones 39 -> 38 PC	Age (ans BP)			Incertitude (+/- ans BP)	Corrélations
	Limite sup.	Limite inf.	Médiane			Limite sup.	Limite inf.	Médiane		
1	5 950			110	PAS DE CORRESPONDANCE					
2	6 700	7 700	7 200	500	A	6 800	7 560	7 180	380	2A
3	15 000*		--	--	B	15 000*		--	--	3B
	27 000	33 000	30 000	3 000		30 900		--	--	
4	33 700	37 800	35 750	2 050	PAS DE CORRESPONDANCE					
5	34 900	39 400	37 150	2 250	PAS DE CORRESPONDANCE					
6	36 500	43 000	39 750	3 250	C	35 300	40 400	37 850	2 550	6C
7	40 000	44 600	42 300	2 300	D	39 400	43 600	41 500	2 100	7D
8	44 000	50 000	47 000	3 000	E	47 900	48 000	47 950	50	8E
9	48 800	56 500	52 650	3 850	F	51 500	52 500	52 000	500	9F
PAS DE CORRESPONDANCE					G	55 600	62 200	58 900	3 300	
10	56 300	67 700	62 000	5 700	H	59 200	64 200	61 700	2 500	10H
11	63 600	74 000	68 800	5 200	I	64 000	69 700	66 850	2 850	11I

Tableau 8-5 : Correspondance des lignes isochrones 1 à 11 réalisées sur les carottes CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-40PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC et des lignes isochrones A à I provenant des carottes CAS16-38PC et CAS16-39PC. La ligne 3B est doublement contrainte et met en évidence une érosion importante du sédiment hémipélagique durant la période de -30 000 à -15 000 ans BP. Les limites en rouge sont issues de CAS16-36PC tandis que les limites en vert proviennent de CAS16-35PC. Les limites en bleu sont issues de CAS16-38PC tandis que les limites en violet proviennent de CAS16-39PC.

8.3.3 Implications : Erosion et nouveau modèle chronostratigraphique

Les limites d'âge et les nouvelles corrélations des lignes isochrones entre toutes les carottes impliquent cinq points importants au sein des carottes :

1) Erosion et/ou ou hiatus sédimentaire après la combinée 3B

La ligne 3B représente un point dans le temps à l'intérieur d'une période marquée par un important hiatus sédimentaire et/ou érosion (d'environ 30 000 à 15 000 ans BP). Il est donc fortement possible que le dépôt daté de ~15 000 ans BP (correspondant au MB2 dans CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC et au MB1 dans CAS16-38PC) ait érodé tout le sédiment hémipélagique (Figure 8-9) déposé après le dépôt de ~30 000 ans BP (correspondant au MB3 dans CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC).

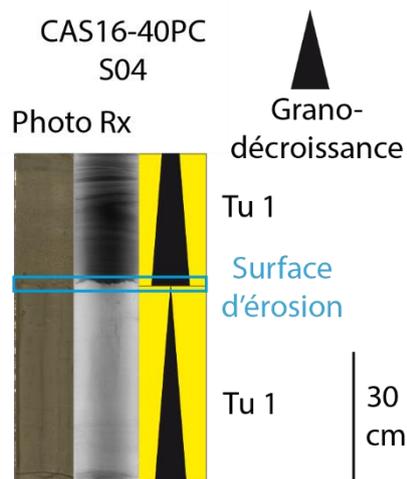


Figure 8-9: Illustration d'une surface d'érosion (en bleu) correspondant à la grande érosion observée de 15 000 à 30 000 ans dans CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC.

Ce phénomène n'est toutefois pas observable dans CAS16-39PC, qui présente deux dates à ~25 300 ans BP et ~19 000 ans BP. Mais cette carotte, située dans un contexte particulier (un bassin de pente) enregistre beaucoup moins des *megabeds* (seulement deux) et est donc moins perturbée par l'érosion engendrée lors de ces dépôts. Il est intéressant de noter que l'intervalle 15 000-30 000 ans BP correspond au stade isotopique marin 2 (MIS2, de 14 000 à 29 000 ans BP), qui est un stade froid. Pendant les stades isotopiques froids, les taux de sédimentations sont normalement moins élevés que pendant les stades chauds car la production carbonatée est moins importante (Reid *et al.*, 1996). Il est donc également possible que peu ou moins de sédiment hémipélagique se soit déposé pendant cette période. Les deux phénomènes (érosion et hiatus sédimentaire) ont également pu se produire simultanément.

Les *megabeds* plus anciens n'étant pas contraints par des dates, il est plus difficile d'estimer l'érosion qu'ils ont engendrée. Nous faisons cependant l'hypothèse que l'effet de l'érosion est relativement bien considéré car le modèle chronostratigraphique a été établi à partir du modèle hémipélagique « strict » (épaisseur maximale des dépôts événementiels et épaisseur minimale du sédiment hémipélagique) et que les incertitudes de l'âge des dépôts peuvent prendre en compte l'érosion.

2) Un nouveau modèle pour CAS16-41PC

La date trop « jeune » (autour de 10 300 ans BP) sur CAS16-41PC est problématique. En effet, une date plus âgée peut toujours être expliquée par la remobilisation d'un sédiment plus vieux ou la contamination par des bioturbations mais un sédiment plus jeune que le sédiment sus-jacent est difficilement explicable. Elle peut cependant être expliquée par une mauvaise corrélation stratigraphique préliminaire. Les isochrones 2, 3, 4, 5 et 6 ont mal été placées sur CAS16-41PC. En effet,

les trois dernières citées ne sont pas présentes dans cette carotte tandis que 2 et 3 se situent à une autre place. Le nouvel emplacement des lignes 2 et 3 est désormais plus cohérent pour la date à ~10 300 ans BP (Figure 8-10).

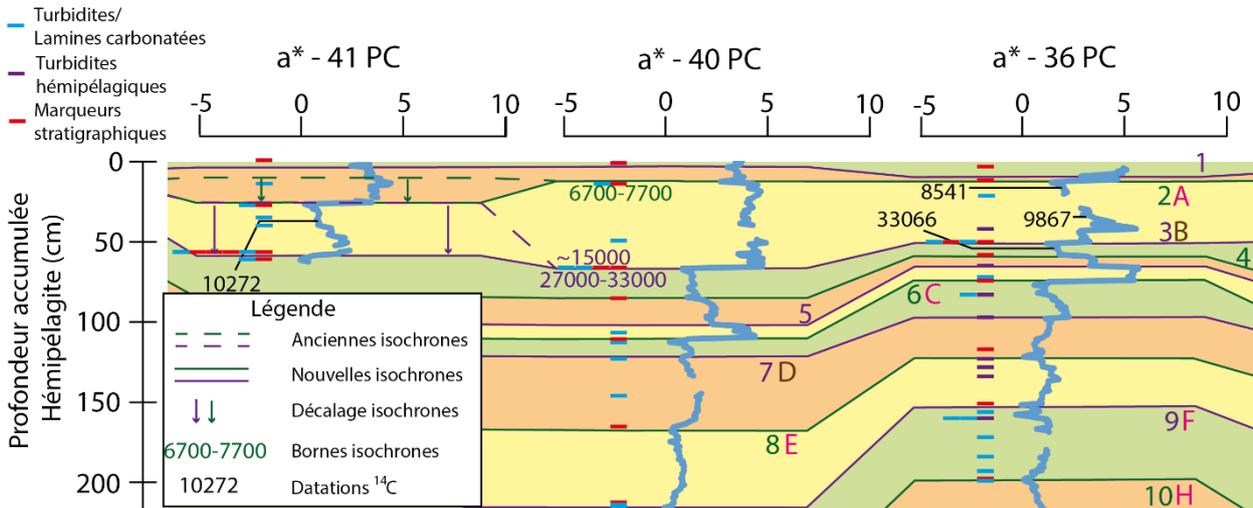


Figure 8-10 : Nouveau modèle de corrélation des lignes isochrones (1 à 10H) dans CAS16-41PC

De plus, cinq *megabeds* sont désormais identifiés autour de la ligne 3 dans CAS16-41PC. Cette observation est en accord avec la ligne 3 qui est corrélée à au moins deux *megabeds* dans CAS16-35PC, CAS16-38PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC (Figure 8-11). Ainsi, CAS16-41PC présente les mêmes caractéristiques que les autres carottes avec une érosion importante entre plusieurs *megabeds* (respectivement entre les *megabeds* 4/5/6 et les *megabeds* 8/9). Il reste cependant à déterminer si ces *megabeds* découlent d'un même évènement ou non.

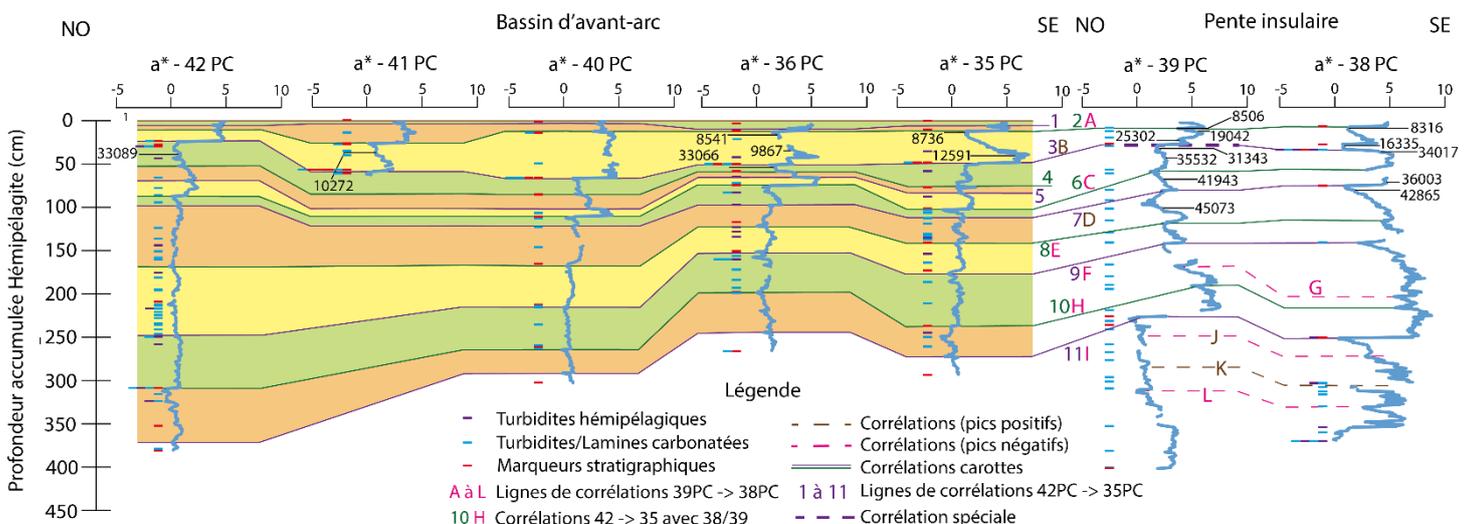


Figure 8-11 : Corrélations stratigraphiques corrigées des sept carottes de la zone d'étude. Les âges médians sont indiqués en noir et ont été reportés à leur profondeur hémipélagique.

3) Des dates fausses pour CAS16-40PC

Les deux dates de CAS16-40PC apparaissent vieilles par rapport aux corrélations, il est donc très probable que les niveaux prélevés aient été contaminés par les turbidites sus-jacentes ou par des bioturbations non-visibles à la surface du sédiment mais présentes en profondeur qui auraient pu amener des foraminifères provenant d'un dépôt hémipélagique plus ancien. Ces deux dates sont donc écartées (Tableau 8-6). Cependant, d'autres datations seront effectuées sur cette carotte à condition que les niveaux prélevés contiennent suffisamment de matériel.

4) Une réévaluation des âges totaux des carottes

L'intégration des dates dans les corrélations stratigraphiques a permis de réévaluer l'âge total des carottes. Si les gammes d'âge sont sensiblement les mêmes pour CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-39PC et CAS16-41PC, elles sont plus jeunes pour CAS16-38PC, CAS16-40PC et surtout pour CAS16-42PC, qui présente des gammes d'âge plus cohérentes (Tableau 8-6). La seule date de cette carotte autour de 33 000 ans BP est en accord avec ce nouveau modèle ; c'était donc le taux de sédimentation moyenné – calculé à partir d'une seule date au ^{14}C – qui était trop bas. De même, avec le nouveau modèle présenté dans CAS16-41PC, la seule date à ~10 300 ans BP est désormais également cohérente.

Carottes sédimentaires	Age le plus ancien (en ans BP)					Epaisseur Hmpl cumulé "strict" (sm)	Dates	
	Modèles hémipélagiques			Modèle combiné			Validées	Ecartées
	Strict	Intermédiaire	Large	Age min.	Age max.			
CAS16-35PC	75 000	73 000	68 000	67 000	78 000	293	2	0
CAS16-36PC	72 000	73000	70 000	68 000	79 000	276	3	0
CAS16-38PC	105 000	101 000	104 000	85 000	89 000	372	5	0
CAS16-39PC	92 000	93 000	124 000	99 000	100 000	401	7	0
CAS16-40PC	103 000	97 000	100 000	65 000	76 000	308	0	2
CAS16-41PC	19 000	23 000	29 000	28 000	34 000	62	1	0
CAS16-42PC	327 000	312 000	330 000	65 000	75 000	380	1	0

Tableau 8-6 : Age total réévalué des sept carottes de la zone d'étude et dates prises en compte afin d'effectuer ces calculs d'âges.

5) Une « absence » de dépôts jeunes dans CAS16-42PC

La carotte la plus profonde de la zone (6900 m dans le bassin de Malliwana) est celle qui présente le plus grand nombre de dépôts avec CAS16-35PC. Pourtant, aucun dépôt n'est observable au-dessus de la limite de ~15 000 ans BP. Le sommet de la carotte est en effet composé de sédiment hémipélagique sans turbidites et présentant vraisemblablement un enregistrement optimisé (sédiment d'interface préservé d'après la *box core* CAS16-43BC, Figure 7-27).

8.3.4 Discussion : changements de couleur du sédiment hémipélagite

Les changements de couleur du sédiment hémipélagique ont pu permettre d'établir des corrélations entre toutes les carottes de la zone Nord. Ce genre de changements est souvent lié à la production carbonatée et à la circulation océanique mondiale qui influence la préservation des carbonates via des changements dans les profondeurs de la CCD (Giresse, 2008). Certains courants sont en effet plus riches en dioxygène (ex : *North Atlantic Deep Water, NADW*) et permettent la conservation des carbonates (donc une CCD profonde) tandis que d'autres courants profonds sont plus riches en dioxyde de carbone (ex : *AntArctic Bottom Water, AABW*) et impliquent une dissolution des carbonates, donc une remontée de la CCD (Giresse, 2008). Ces changements peuvent donc être liés à l'alternance des cycles glaciaires et interglaciaires qui ont une influence importante sur la circulation océanique mondiale (circulation thermohaline) mais aussi sur le climat ou la productivité. Les sédiments sont généralement plus clairs en stade interglaciaire (car riches en éléments carbonatés) et plus sombres en stade glaciaire (Damuth, 1975; Jansen *et al.*, 1984) car ils sont plus riches en matière organique. Ces stades ont été contraints par des enregistrements sédimentaires mondiaux (courbe LR04, Lisiecki & Raymo, 2005) et ont été appelés stades isotopiques marins ; les stades glaciaires étant pairs (2, 4, 6, etc) et les stades interglaciaires étant impairs (1, 5, 7, etc).

Dans la zone d'étude, les carottes du bassin d'avant-arc (42PC/41PC/40PC/36PC/35PC) semblent toutefois trop profondes pour pouvoir être toutes influencées par un abaissement de la CCD (qui devrait descendre de près de 2000 m pour atteindre les 6900 m de profondeur de CAS16-42PC). De plus, a^* n'illustre pas directement les changements de richesse en carbonates à l'inverse de L^* (qui met en évidence par des valeurs plus importantes les sédiments plus clairs donc riches en carbonates).

En s'intéressant de près aux variations de a^* , quatre niveaux de diminutions importantes de cet outil colorimétriques peuvent être mises en évidences (Figure 8-11) et correspondent aux lignes combinées 2A (7 200 ans BP +/- 500 ans), 3B (30 000 ans +/- 3 000 ans), 6C (39 750 ans BP +/- 3 250 ans) et 11I (68 800 ans BP +/- 5 200 ans) (Tableau 8-7). Deux de ces niveaux coïncident parfaitement avec des changements de stade isotopique marins (Tableau 8-7) : 3B (passage du MIS 2 ou MIS 3 autour de 29 000 ka) et 11I (passage du MIS 4 au MIS 5 autour de 71 ka). Dans les deux cas, il s'agit du passage d'un stage glaciaire à un stade interglaciaire (même si le MIS 3 n'est pas pleinement considéré comme un stade interglaciaire). Le niveau correspondant à la ligne 2A se rapproche temporellement de l'évènement 8.2 ka (Tableau 8-7), qui est un évènement « froid » identifié dans l'Océan Atlantique Nord lié à de fortes décharges des lacs glaciaires canadiens Agassiz et Ojibway dans la Baie d'Hudson (LeGrande & Schmidt, 2008). Cet évènement a principalement perturbé l'Océan Atlantique Nord (Schmitt & Jansen, 2006) en amenant une grande quantité d'eau douce et froide perturbant la circulation thermohaline et la position de la zone de convergence intertropicale Atlantique (Haug *et*

al., 2001). Cet évènement pourrait avoir eu une influence à plus long terme dans des zones adjacentes comme l’Océan Atlantique central et donc les Petites Antilles. Enfin, il n’y a pas d’évènement pouvant être associé à la ligne 6C autour de 40 ka ([Tableau 8-7](#)).

Lignes isochrones combinées	Médiane (ans BP)	Incertitude (+/- ans BP)	Diminution de a* dans les carottes							Evènement pouvant être associé à ce changement de couleur très important
			Bassin d'avant-arc					Pente insulaire		
			42PC	41PC	40PC	36PC	35PC	39PC	38PC	
2A	7 200	500	+	+++	+	+++	+++	++	+++	Evènement 8.2 ka?
3B	30 000	3 000	+++	++	+++	++	+++	++	++	MIS 2 -> MIS 3 (29 ka)
6C	39 750	3 250	++	ND	+++	+++	++	+	++	?
11I	68 800	5 200	+	ND	+	+	+	+++	+++	MIS 4 -> MIS 5 (71 ka)

Tableau 8-7 : Relation entre les fortes diminutions de a* dans les carottes et les évènements qui auraient pu les déclencher. +++ : forte diminution de a* dans la carotte, ++ : diminution modérée de a* dans la carotte, + : légère diminution de a* dans la carotte (cf Figure 8-10). ND : No Data.

Quand on s’intéresse à l’importance de la diminution de a* dans les carottes, on peut remarquer que les diminutions de a* observées pour les lignes 3B et surtout 6C sont en moyenne plus importantes dans les carottes du bassin d’avant-arc. Le facteur responsable de la diminution de a* au niveau de 6C aurait donc eu un impact plus important au niveau de l’océan très profond (5 800 – 7 000 m). Il pourrait s’agir de changements dans la circulation océanique profonde, mais cette hypothèse nécessite de mieux étudier la variabilité des courants océaniques dans la zone des Petites Antilles.

A l’inverse, les diminutions de a* observées pour la ligne 11I sont plus importantes dans les carottes de la pente insulaire (38PC et 39PC). Ces dernières sont également celles présentant le plus de variations de l’indice colorimétrique a* ([Figure 8-11](#)) et sont également celles qui sont les plus riches en carbonates (donc les plus influencées par la profondeur de la CCD). Cela peut renforcer l’idée que ces variations sont intimement liées à l’action des courants océaniques marins qui influencent la position de la CCD par leurs compositions chimiques (ex : O₂ et CO₂). Des carottes prélevées au large du Canada (cap Flemish) montrent également des pics dans l’enregistrement de a* durant les stades froids MIS 2 et MIS 4 mais également à la fin du MIS 3 ([Mao et al., 2014, 2018](#)), donc durant les mêmes stades que pour cette étude. Ces augmentations sont dues à des apports sédimentaires (argiles rouges) provenant de la plateforme du Newfoundland ([Mao et al., 2014, 2018](#)). L’hypothèse d’un changement dans les apports sédimentaires n’est donc pas à exclure dans les Antilles, mais avec une autre origine. Il pourrait s’agir des poussières sahariennes dont le dépôt est plus important aux Petites Antilles pendant les stades glaciaires ([Reid et al., 1996](#)).

Si a* n’illustre pas des changements dans la richesse des carbonates dans les sédiments marins, il se pourrait cependant que ses importantes variations soient liées à des changements dans la chimie des courants océaniques profonds influencée par des changements marins globaux (stades isotopiques glaciaires et interglaciaires) ou locaux (évènement 8.2 ka) et/ou par des variations dans la nature des

sources du sédiment hémipélagique (poussières sahariennes), comme c'est le cas au cap Flemisch (Mao *et al.*, 2014, 2018).. De même, les variations moins importantes d'a* dans les carottes pourraient être associées à des changements océaniques locaux voire à des changements dans la nature des sources du sédiment hémipélagique. Mais il faudrait pour cela mieux définir la composition chimique du sédiment hémipélagique.

8.4 Cadre spatio-temporel des évènements

8.4.1 Définition des dépôts, séquences de dépôt et des évènements

Les dépôts (D, en noir, Figure 8-12) et les séquences de dépôt (D, en rouge, Figure 8-12) ont été numérotés dans chaque carotte et de façon indépendante entre les carottes. Ainsi, le dépôt 1 de CAS16-40PC et le dépôt 1 de CAS16-36PC ne sont pas des dépôts identiques et/ou forcément corrélables (Figure 8-12). Les sept carottes sédimentaires de la zone d'étude présentent de 15 (dans CAS16-41PC) à 42 (dans CAS16-42PC) dépôts ou séquences de dépôt dans les carottes.

Un « évènement » (E, en violet, Figure 8-12) est défini comme l'occurrence à un moment donné d'un processus (ou d'une série de processus) à l'origine de la mise en place d'un dépôt sédimentaire génétiquement lié au dit processus. Ces évènements peuvent être par exemple des séismes et/ou des tsunamis ou des catastrophes climatiques (ex : ouragans) qui génèrent des courants de turbidités et autres modes de transport de sédiment associés, résultant en un dépôt sur le fond marin. Ce dépôt sédimentaire peut être de nature différente (turbidite seule, turbidites amalgamées...) en fonction de la zone des dépôts, des sources et des axes de transfert sédimentaire.

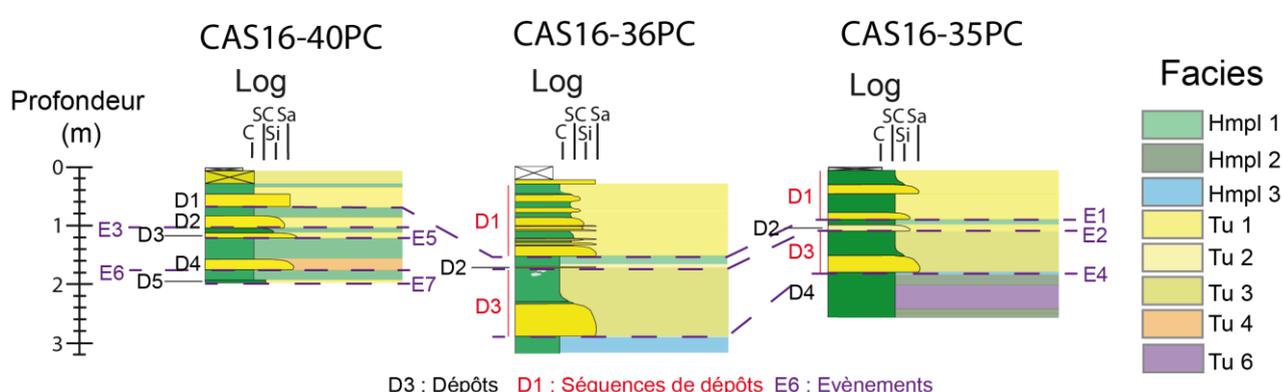


Figure 8-12 : Illustration et exemple de dépôts sédimentaires (D, en noir), des séquences de dépôts (D, en rouge) et des évènements (E, en violet) dans CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC.

Les dépôts correspondent à des dépôts « isolés », c'est-à-dire une seule turbidite ou une lamine (généralement les faciès Tu 1 ; Tu 2 ; Tu 5 et Tu 6). Parmi les séquences de dépôt, on retrouve les complexes HmTu, les complexes TuSB ou les turbidites amalgamées (ex : Figure 8-12, D1 dans

CAS16-36PC) qui sont composées de plusieurs dépôts successifs, c'est-à-dire des dépôts ne présentant pas de matériel hémipélagique entre eux (turbidites carbonatées, turbidites fines, turbidites mixtes, turbidites hémipélagiques, homogénites, *slurry bed*). Mais cela ne signifie pas que tous les dépôts successifs sont regroupés en séquences de dépôts. En effet, le matériel hémipélagique entre les dépôts a pu être érodé par un courant de turbidité responsable du dépôt sus-jacent. Afin de bien définir les séquences de dépôts, un raisonnement en termes d'énergie de transfert mais aussi de distance de transfert a été effectué (Figure 8-13). Ce modèle simplifié permet de séparer certains dépôts successifs. Ainsi, les lamines/turbidites carbonatées identifiées au sommet de *megabeds* ou de turbidites carbonatées sont considérées comme des dépôts indépendants (ex : Figure 8-12, D2 dans CAS16-40PC), donc découlant d'un évènement différent que celui qui est à l'origine du *megabed*. En effet, à l'inverse des turbidites qui sédimentent pendant un laps de temps restreint (de l'ordre des minutes, heures, jours, Van Daele et al., 2017), les particules fines en décantation mettent plusieurs mois pour se déposer, comme en témoigne par exemple la présence d'un plume de sédiments (de 600 m d'épaisseur) en suspension dans la colonne d'eau deux mois après le séisme de 2010 d'Haïti (McHugh et al., 2011). De même, les turbidites hémipélagiques retrouvées au-dessus de n'importe quel dépôt sont également considérées comme découlant d'un autre évènement.

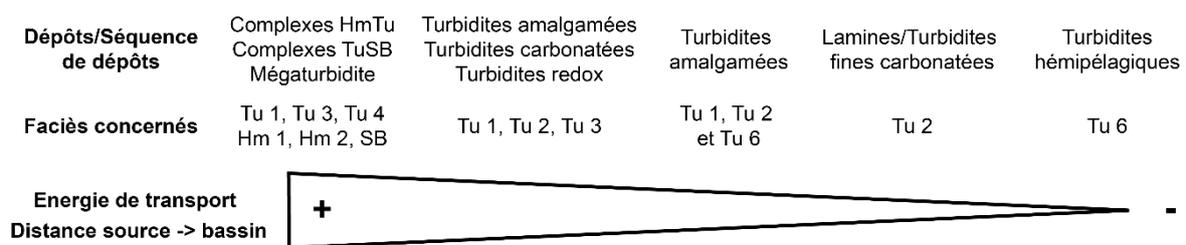


Figure 8-13 : Dépôts et séquences de dépôts en fonction de l'énergie de transport et de la distance source-bassin

Dans quelques cas (dans CAS16-41PC et CAS16-42PC notamment), plusieurs *megabeds* s'empilent successivement sans présenter de matériel hémipélagique entre eux (Figure 8-14). Dans ce contexte, il est assez difficile de conclure avec certitude sur la synchronicité ou l'indépendance de ces dépôts entre eux. Nous faisons cependant l'hypothèse que si la partie fine de ces *megabeds* a eu le temps de se déposer, alors le dépôt supérieur est indépendant et découle d'un autre évènement.

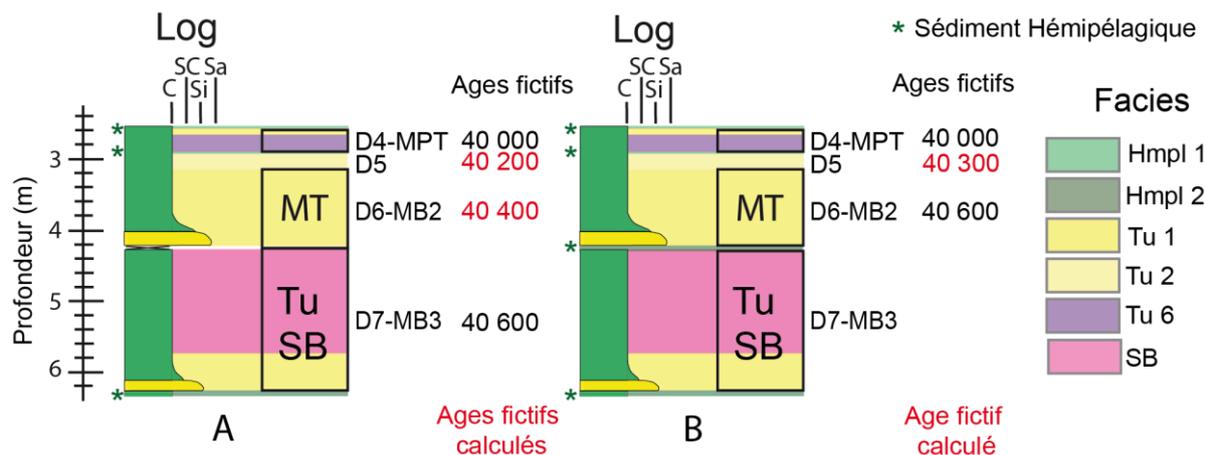


Figure 8-14 : Exemple de calculs d'âges (fictifs) de dépôts successifs mais indépendants. MT : mégaturbidite, TuSB : complexe Turbidite-Slurry bed. Dans l'exemple A, il n'y a pas de sédiment hémipélagique entre D7 et D6 et entre D6 et D5 : deux dépôts (D6 et D5) n'ont pas d'âge. Dans l'exemple B, il y a du sédiment hémipélagique entre D7 et D6 : un seul dépôt (D5) n'a pas d'âge.

A cause de l'absence de matériel hémipélagique entre ces dépôts successifs mais indépendants, leur âge n'est pas connu. Il peut être calculé approximativement en faisant l'hypothèse de base qu'il est temporellement situé à égale différence d'âge entre le dépôt supérieur et le dépôt inférieur. Par exemple, si ces derniers sont datés de 40 000 et 40 600 ans BP, alors l'âge calculé pour le dépôt successif et indépendant est de 40 300 ans BP (Figure 8-14B). En reprenant le même exemple, si deux dépôts successifs et indépendants n'ont pas d'âge, alors leurs âges calculés sont de 40 200 et 40 400 ans BP (Figure 8-14A). Cependant, si la différence d'âge est trop importante (> 1000 ans BP), les corrélations stratigraphiques priment sur les âges calculés. Ce constat est appliqué sur le dépôt le plus sommital de chaque carotte (très mal contraint en temps à part sur CAS16-36PC) mais également sur des turbidites fines souvent identifiées au sommet de *megabeds*.

8.4.2 Ages et récurrence des événements

Les corrélations des événements entre les carottes sont principalement basées sur la médiane des âges de chaque dépôt renforcé par quelques corrélations stratigraphiques lorsque les âges sont mal contraints. Un total de 81 événements a été identifié sur les sept carottes sédimentaires de la zone ; le plus récent étant daté d'environ 3 130 ans BP +/- 220 ans et le plus ancien étant daté d'environ 98 470 ans BP +/- 1050 ans. Parmi ces événements, seuls les 68 plus récents sont bien contraints car ils sont compris dans les gammes d'âge de six à sept carottes. A l'inverse, les treize plus anciens n'ont été enregistrés que dans deux carottes (CAS16-38PC et CAS16-39PC) car ces deux carottes présentent les âges les plus anciens à leur base. Il est donc plus compliqué de conclure sur la nature de ces événements.

Les limites des évènements sont calculées à partir des intersections des barres d'erreurs des âges des dépôts dans chaque carotte. Par exemple (Figure 8-15), l'évènement 54 regroupe trois dépôts identifiés dans trois carottes (D35 dans CAS16-42PC, D26+D25 – turbidites amalgamées – dans CAS16-36PC et D25 dans CAS16-35PC). Ils sont respectivement bornés par les intervalles 49 925-58 180 ans BP, 50 077-58 406 ans BP et 50 030-58 336 ans BP. L'âge le plus « ancien » des limites supérieures des dépôts sert de limite supérieure de l'évènement 54 (donc 50 077 ans BP) tandis que l'âge le plus « récent » des limites inférieures des dépôts sert de limite inférieure à l'évènement 54 (donc 58 180 ans BP). L'évènement 54 a donc 54 128 ans BP +/- 4 052 ans BP. Dans le cas de cet exemple, si l'union des autres barres d'erreurs avaient été choisies (donc 49 925 ans BP et 58 406 ans BP), l'évènement aurait eu 54 166 ans BP +/- 4 240 ans BP, ce qui est proche de la médiane obtenue par l'autre méthode.

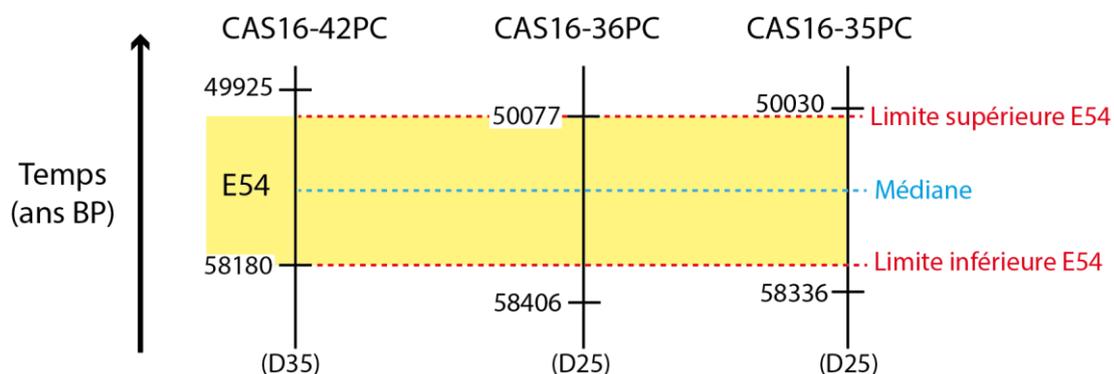


Figure 8-15 : Schéma expliquant l'établissement des limites (en rouge) et l'âge médian (en bleu) de l'évènement 54 identifié sur CAS16-42PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC. Dans ces carottes, l'évènement 54 correspond aux dépôts D35 (dans CAS16-42PC) et D25 (dans CAS16-35PC et CAS16-36PC). Dans ce schéma, l'échelle temporelle n'est pas respectée.

Parmi les 81 évènements (Tableau 8-8, Figure 8-16A), 29 n'ont été enregistrés que dans une seule carotte, ils ne peuvent donc pas être interprétés comme des dépôts générés par un déclenchement régional. Parmi ces évènements isolés, sept proviennent des derniers évènements uniquement retrouvés dans les carottes proximales (CAS16-38PC ou CAS16-39PC) ; ils auraient peut-être donc pu être identifiés dans les autres carottes si elles avaient été plus longues. Enfin, douze autres ne proviennent que de CAS16-42PC qui est située dans un contexte morphologique et tectonique particulier au sein de l'extension orientale du Passage d'Anegada.

Les 52 autres évènements ont pu être identifiés dans au moins deux carottes tandis que deux l'ont été dans toutes les carottes (en gris dans le Tableau 8-8) : il s'agit des évènements à 15 069 ans BP +/- 230 ans BP et à 30 000 ans BP +/- 300 ans BP. Ceux-ci avaient été clairement identifiés dans CAS16-41PC, CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC mais les corrélations avec les lignes isochrones dans les modèles combinés a permis de les identifier dans les autres carottes.

N° Ev.	Bornes (ans BP)				Récurrence (ans BP)	N° Ev.	Bornes (ans BP)				Récurrence (ans BP)
	Inférieure	Supérieure	Médiane	Incertitude			Inférieure	Supérieure	Médiane	Incertitude	
E1	2910	3350	3130	220	--	E42	46696	53651	50174	3477	35
E2	3608	4146	3877	269	1177	E43	46726	53691	50209	3483	35
E3	5862.5	6600	6231	369	2354	E44	47141	54086	50613	3472	405
E4	6700	7479	7090	390	858	E45	47319	54494	50906	3588	293
E5	7348	7825	7587	238	497	E46	47496	54735	51115	3619	209
E6	7997	8171	8084	87	497	E47	47556	54815	51185	3630	70
E7	8429	9221	8825	396	741	E48	47911	55296	51604	3693	419
E8	10448	10997	10723	274	1898	E49	47970	55377	51673	3703	70
E9	12284	12364	12324	40	1601	E50	51343	52304	51824	480	150
E10	13156	13378	13267	111	943	E51	48867	56259	52563	3696	739
E11	14028	14239	14133	106	867	E52	49438	56500	52969	3531	406
E12	14839	15299	15069	230	936	E53	49757	57930	53844	4086	874
E13	21412	25941	23676	2265	8607	E54	50077	58180	54128	4052	285
E14	25324	30882	28103	2779	4426	E55	55442	60756	58099	2657	3971
E15	27000	33000	30000	3000	1897	E56	53906	64126	59016	5110	917
E16	27438	33114	30276	2838	276	E57	57635	63330	60483	2848	1467
E17	27875	33229	30552	2677	276	E58	59043	64113	61578	2535	1096
E18	28313	33343	30828	2515	276	E59	56591	67912	62251	5660	673
E19	28276	33914	31095	2819	267	E60	59803	67476	63639	3837	1388
E20	28356	33971	31164	2808	68	E61	58066	69224	63645	5579	6
E21	29577	34029	31803	2226	639	E62	58184	69326	63755	5571	110
E22	31786	36429	34107	2321	2304	E63	63863	69267	66565	2702	2810
E23	34688	37800	36244	1556	2137	E64	64629	70157	67393	2764	828
E24	36180	39400	37790	1610	1546	E65	65571	70843	68207	2636	814
E25	36100	42100	39100	3000	1310	E66	66357	71414	68886	2529	679
E26	36340	42640	39490	3150	390	E67	66986	71871	69429	2443	543
E27	36416	42811	39613	3197	123	E68	67126	75250	71188	4062	1759
E28	38056	42800	40428	2372	815	E69	71220	75840	73530	2310	2342
E29	40133	43600	41867	1733	1439	E70	72630	77310	74970	2340	1440
E30	40933	45860	43397	2463	1530	E71	73771	78429	76100	2329	1130
E31	42171	44954	43563	1391	166	E72	75763	79214	77489	1725	1389
E32	42174	45292	43733	1559	170	E73	76547	79686	78116	1570	627
E33	44195	46082	45138	944	475	E74	77800	81886	79843	2043	1727
E34	43739	48920	46330	2590	445	E75	82044	86093	84069	2025	4226
E35	47246	47662	47454	208	1124	E76	83201	87155	85178	1977	1110
E36	44960	51043	48002	3042	548	E77	84165	88040	86103	1937	925
E37	45646	52167	48906	3260	905	E78	86970	88925	87947	978	1845
E38	45920	52247	49083	3163	177	E79	93154	95752	94453	1299	6506
E39	49622	50152	49887	265	803	E80	97206	99328	98267	1061	3814
E40	46607	53531	50069	3462	182	E81	97419	99516	98468	1049	201
E41	46667	53611	50139	3472	70						

Tableau 8-8: Limites supérieures et inférieures, âges médians, incertitude et récurrence des 81 évènements identifiés sur les sept carottes sédimentaires Piston de la zone d'étude. Les évènements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les limites en bleus ont été calibrées par calcul des limites supérieures et inférieures (cf explications chapitre 8.4.1). Les bornes de chaque évènement dans chaque carotte sont idéiques en Annexe 16.

La plupart des évènements n'ont été retrouvés que dans deux (en rose, [Tableau 8-8](#)) ou trois carottes (en jaune, [Tableau 8-8](#)) mais six ont pu être corrélés dans cinq carottes (E3, E14, E23, E58, E63 et E68 en orange dans le [Tableau 8-8](#)) et deux dans six carottes (E29 et E50, en bleu dans le [Tableau 8-8](#)).

En fonction des âges médians, la récurrence de ces évènements varie de tous les 6 ans +/- 1742 ans à tous les 8 607 ans +/- 2035 ans avec une moyenne de tous les 1 197 ans ([Figure 8-16B](#)). Ces récurrences sont cependant à considérer dans un contexte temporel plus global.

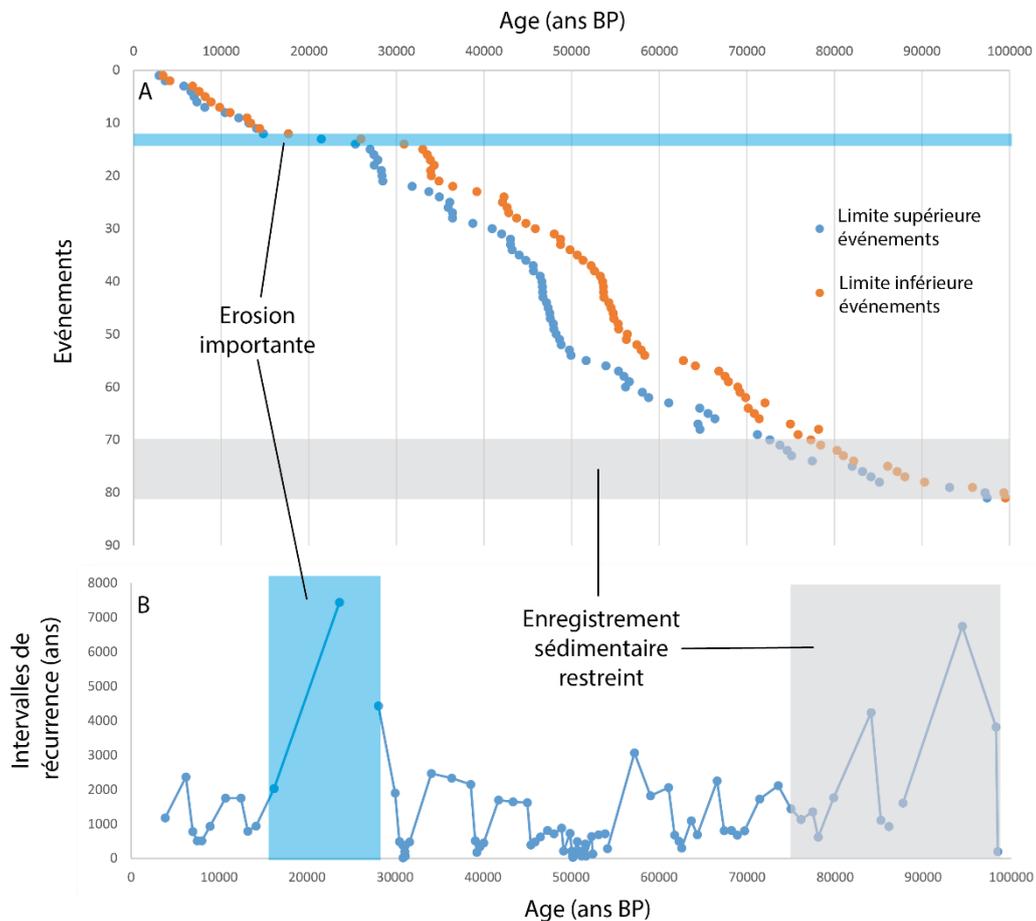


Figure 8-16 : Limites (A) et intervalles de récurrence (B) des 81 évènements enregistrés dans les carottes sédimentaires. Sur A, les points bleus correspondent à la limite supérieure et les points orange à la limite inférieure. Les rectangles bleus mettent en évidence une période d'érosion importante tandis que les rectangles gris indiquent quand l'enregistrement sédimentaire n'est plus présent que dans deux carottes.

Il est cependant important de préciser que toutes les récurrences <100 ans sont à interpréter avec modération, car cette précision est impossible à obtenir. Il faut juste considérer que ces évènements (avec une récurrence <100 ans) sont proches dans le temps. Certains nombres ne sont pas forcément significatifs car les évènements seuls (seulement identifié dans une carotte) ont été pris en compte et une grande période d'érosion (d'environ 15 000 à 30 000 ans BP, rectangle bleu sur la [Figure 8-16](#)) pouvant altérer les enregistrements sédimentaires a été mise en évidence. De même, les

enregistrements sédimentaires des deux carottes les plus proximales (CAS16-38PC et CAS16-39PC) couvrent une période temporelle plus importante que les autres carottes, ce qui amène à supposer que l'enregistrement des plus vieux évènements est mal contraint (rectangle gris, Figure 8-16).

8.4.3 Etendue spatiale des évènements et des zones sources impactées

Afin de correctement caractériser les évènements déclencheurs, il est nécessaire de bien définir l'étendue spatiale d'un évènement (Figure 8-17).

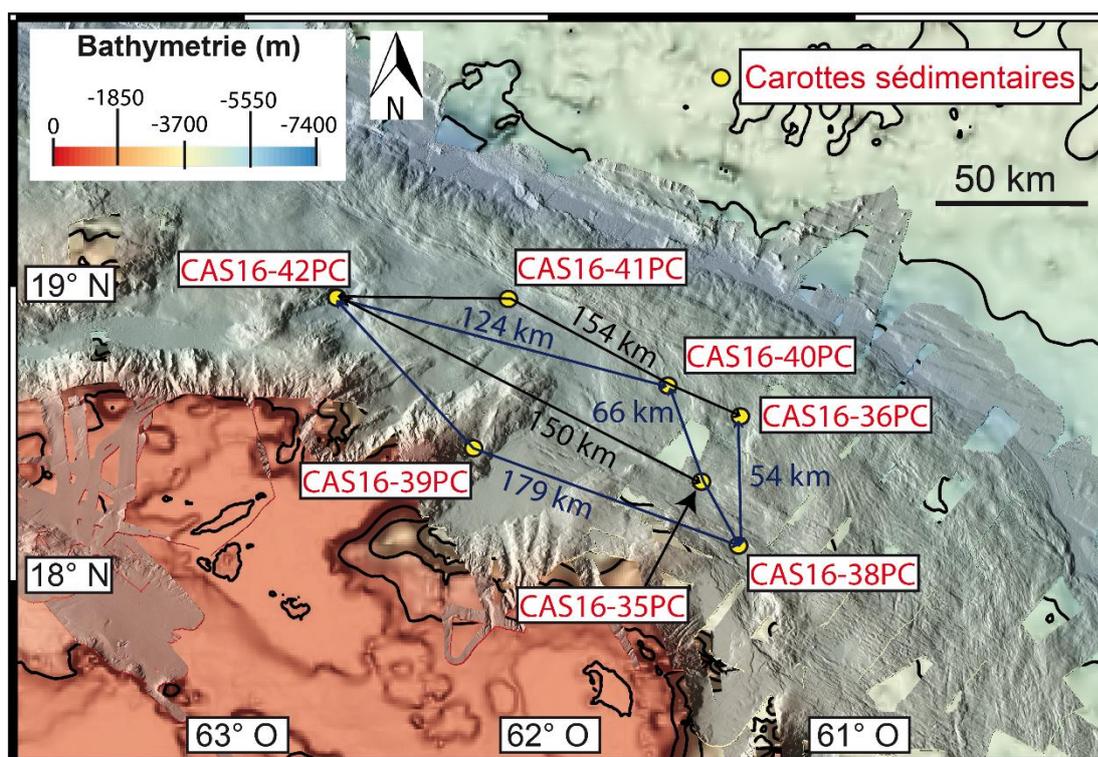


Figure 8-17 : Distance entre les carottes sédimentaires de la zone d'étude

L'étendue spatiale des évènements se calcule en mesurant la distance entre les carottes dans laquelle l'évènement a été identifié. L'étendue spatiale peut être plus importante que l'étendue mesurée qui est limitée par la localisation des carottes. L'étendue maximale latérale d'un évènement est donc de 208 km (154 + 54) si l'évènement est identifié dans CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-38PC (Figure 8-17). Dans cet exemple, l'évènement devrait également être identifié dans les deux dernières carottes (CAS16-35PC et CAS16-39PC) car elles se situent dans le sens des transferts sédimentaires (majoritairement SO → NE) depuis la plateforme carbonatée/pente insulaire jusqu'au bassin d'avant-arc. C'est le cas pour les évènements E12 et E15 qui sont identifiées

dans toutes les carottes, et notamment par des *megabeds* dans au moins cinq carottes sur sept (Tableau 8-9).

Ev.	CAS16-42PC	CAS16-41PC	CAS16-39PC	CAS16-40PC	CAS16-36PC	CAS16-35PC	CAS16-38PC
Types de dépôt							
E1		Mégaturbidite (MB1)		MPT	MPT	MPT	
E2		Turbidite redox					
E3		Turbidite fine	Turbidite		Turbidite fine	Turbidite fine	Mégaturbidite (MB1)
E4		TuSB (MB2)			MPT (MB1)	MPT (MB1)	
E5		Turbidite fine					
E6		HmTu (MB3)		Turbidite			
E7		Turbidite fine		Turbidite	Lamine		
E8		Turbidite fine					
E9				Turbidite		HPTurbidite	
E10				Turbidite fine	HPTurbidite		
E11		Turbidite fine		Turbidite fine	Turbidite Fine	Turbidite Fine	
E12	Turbidite	Hm/Tu (MB4)	Turbidite Volc.	TuSB (MB1)	HmTu (MB2)	TuSB (MB2)	TuSB (MB2)
E13			Turbidite Volc.				HPTurbidite
E14	Turbidite fine	TuSB (MB5)	Turbidite		Turbidite Fine		MPT (Tu 6 + Tu 2)
E15	TuSB (MB1)	TuSB (MB6)	Turbidite	Mégaturbidite (MB2)	HmTu (MB3)	TuSB (MB3)	Pseudo-tephra
E16		Turbidite fine					HPTurbidite
E17		TuSB (MB7)					
E18	Mégaturbidite (MB2)	HmTu (MB8)			Lamine		Turbidite fine
E19	HPTurbidite						
E20	Turbidite						
E21	TuSB (MB3)					Hpturbidite	
E22	HPTurbidite						
E23	Lamine		Turbidite	Pseudo-tephra	Pseudo-tephra	Pseudo-tephra	
E24			Turbidite	Lamine	HPTurbidite	HPTurbidite	
E25				Turbidite Fine	Lamine		
E26				HmTu (MB3)	HmTu (MB4)	HmTu (MB4)	
E27						MPT	
E28	MPT			Turbidite	MPT (Tu 6 + Tu 2)	Turbidite fine	
E29	Lamine		Lamine	Lamines	HPTurbidite	Turbidite fine	MPT (MB3)
E30						MPT	
E31	Turbidite		Turbidite	Lamines		Turbidite fine	
E32	HPTurbidite		Turbidite				
E33	Lamine		Turbidite			MPT (Tu 6 + Tu 2)	
E34	MPT			MPT	MPT	Turbidite fine	
E35	HPTurbidite		Turbidite		HPTurbidite	MPT	
E36	Turbidite				HPTurbidite		
E37	Turbidite					HPTurbidite	
E38	Turbidite				HPTurbidite		
E39	TuSB (MB4)		Turbidite				
E40	MPT						
E41	Turbidite						
E42	HPTurbidite						
E43	Turbidite						
E44	Turbidite					Turbidite fine	
E45	Lamine						
E46	Turbidite						
E47	Lamine						
E48	Turbidite						
E49	Turbidite					Turbidite fine	
E50	TuSB (MB5)		Turbidite	Mégaturbidite (MB4)	Mégaturbidite (MB5)	Mégaturbidite (MB5)	MPT

Tableau 8-9 (première partie) : Répartition et nature des dépôts et des séquences de dépôt identifiés dans les carottes sédimentaires par évènement. Les évènements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les dépôts soulignés correspondent aux marqueurs stratigraphiques. MB : megabed.

Ev.	CAS16-42PC	CAS16-41PC	CAS16-39PC	CAS16-40PC	CAS16-36PC	CAS16-35PC	CAS16-38PC
Types de dépôt							
E51	Turbidite			Turbidite fine			
E52	MPT (Tu 6 + Tu 1)			Turbidite fine	Turbidite fine		
E53					Lamine		
E54	HPturbidite				MPT (Tu 6 + Tu 2)	Turbidite fine	
E55			Turbidite	Turbidite fine	Lamine	Turbidite fine	
E56					Lamine		
E57			Turbidite	Lamine	Turbidite fine		
E58	HmTu (MB6)		Turbidite	HmTu (MB5)	TuSB (MB6)	Mégaturbidite (MB6)	
E59	HPturbidite				OL		
E60	MPT (Tu 2 + Tu 1)		Turbidite	Turbidite fine		HPturbidite	
E61	Turbidite						
E62	HPturbidite					Turbidite fine	HPturbidite
E63	TuSB (MB7)		Turbidite		MPT	MPT	MPT
E64			Turbidite Volc.				
E65			Turbidite				
E66			Turbidite				
E67	Turbidite		Turbidite	Turbidite fine			
E68	Homog. inc. (MB8)		Mégaturbidite (MB1)	HmTu (MB6)	Homog. inc. (MB7)	Homog. inc. (MB7)	
E69			Turbidite				HPturbidite
E70			Turbidite				Turbidite fine
E71							Pseudo-tephra?
E72			Turbidite				MPT
E73			Lamine				MPT
E74			Turbidite				Turbidite
E75							HPturbidite
E76							Turbidite fine
E77							MPT (Tu 6 + Tu 2)
E78			Turbidite				MPT (Tu 6 + Tu 2)
E79			Lamine				
E80			Turbidite				
E81			HmTu (MB2)				

Tableau 8-9 (deuxième partie) : Répartition et nature des dépôts et des séquences de dépôt identifiés dans les carottes sédimentaires par évènement. Les évènements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les dépôts soulignés correspondent aux marqueurs stratigraphiques. MB : megabed.

L'étendue spatiale des dépôts est également importante afin d'évaluer l'étendue spatiale des zones déstabilisées (les zones « sources »). Pour rappel, le contenu des turbidites carbonatées dans toutes les carottes montre la présence de nombreux organismes carbonatés qui ne peuvent être conservés qu'à des zones relativement peu profondes (ex : maximum 3000 m pour les ptéropodes). La plupart des dépôts carbonatés devraient donc provenir des plateformes carbonatées ou des pentes insulaires. L'identification de chaque évènement dans une carotte, couplé aux cartes de transferts sédimentaires, permet donc de mettre en avant l'étendue spatiale des zones sources (Tableau 8-10) :

- Si les dépôts sont retrouvés dans toutes les carottes ou dans CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-39PC, CAS16-35PC et CAS16-38PC, alors l'évènement a déstabilisé les deux plateformes carbonatées et/ou les pentes insulaires.
- Si le dépôt est retrouvé dans CAS16-42PC, CAS16-41PC et /ou CAS16-39PC, seuls le banc d'Anguilla et les structures associées à la pente insulaires (exemple : éperons de Tintamarre ou de Malliwana) ont été déstabilisés. Cependant, si le dépôt n'est identifié que dans CAS16-42PC ou dans CAS16-39PC, il est possible que la source soit plus locale (respectivement les flancs du bassin de Malliwana ou l'éperon de Malliwana et l'éperon de Tintamarre) et ne soit pas située au niveau du banc d'Anguilla.

-Si le dépôt est retrouvé dans CAS16-35PC et CAS16-38PC, le banc d'Antigua et la pente insulaire ont pu être déstabilisés.

-Si le dépôt est seulement observé dans deux carottes dépendant de deux systèmes différents (ex : un dépôt de 41PC/42PC avec un dépôt de 38PC/35PC), il y a peu de chance qu'il ait été déclenché par le même évènement, mais plutôt par deux petits évènements locaux relativement proches dans le temps.

CAS16-40PC et CAS16-36PC ne sont pas de carottes déterminantes afin d'identifier les sources car elles peuvent être alimentées par les deux plateformes carbonatées. Il faut alors les inclure dans un modèle plus global en fonction des autres carottes. Ainsi, si les dépôts sont également identifiés dans CAS16-35PC et/ou CAS16-38PC, il y a de fortes chances pour que la source soit le banc d'Antigua. Et inversement, la source serait le banc d'Anguilla si les dépôts sont également identifiés dans CAS16-42PC, CAS16-41PC et/ou CAS16-39PC. Cependant, dans les deux cas, l'origine de l'autre plateforme carbonatée n'est pas exclue.

		Carottes						Distance sources (km)
		CAS16-42PC	CAS16-41PC	CAS16-39PC	CAS16-40PC	CAS16-36PC	CAS16-35PC	
Extension NO --> SE des dépôts	S.S ou M.S.							LOCAL
	Banc d'Anguilla N + E & P.I.							50
	Banc d'Anguilla N + E, T.S. & P.I.							65
	Banc d'Anguilla N + E + S & P.I. (banc d'Antigua N?)							120 (à 130)
	Banc d'Anguilla, Banc d'Antigua et Tintamarre Spur (tout le segment NE des Petites Antilles)							180
			T.S					LOCAL
							Banc d'Antigua N + E (banc d'Anguilla SE?) & P.I.	70 (à 130)
							Banc d'Antigua N + E & P.I.	45

Tableau 8-10 : Zone source des dépôts en fonction des carottes dans lesquelles ils sont retrouvés. Les distances sources sont mesurées entre les zones sources définies dans les chapitres 6 et 7.1. (à 130) correspond à la distance si le second banc carbonaté est pris en compte. E : Est, M.S : Malliwana Spur, N : Nord, NE : Nord-Est, P.I : Pente Insulaire, S.S : Sombrero Saddle, T.S : Tintamarre Spur.

8.5 Mode de dépôt associé aux évènements

Les évènements enregistrés dans les carottes sédimentaires de la zone Nord présentent une variation latérale de faciès : ils peuvent être corrélés sur une distance de près de 200 km mais peuvent être identifiés par différents types de dépôts : turbidites amalgamées, complexes homogénite-turbidite (Hm-Tu), complexes turbidite-slurry bed (TuSB) ou mégaturbidites. Ces différences impliquent des modèles de transport sédimentaire complexes et diversifiés. Afin de les illustrer, deux évènements présentant une grande diversité de *megabeds* sont étudiés : E15 et E26. De plus, un modèle général de mise en place des turbidites amalgamées est également proposé.

8.5.1 Turbidites amalgamées ou multi-pulse

Les turbidites amalgamées se présentent sous plusieurs formes dans les carottes (Figure 8-18) :

- Empilement entre une turbidite hémipélagique (Tu 6) et une turbidite fine (Tu 2) et/ou une turbidite carbonatée (Tu 1) ([A], Figure 8-18)
- Empilement entre une (ou plusieurs) turbidite fine (Tu 2) et une turbidite carbonatée (Tu 1) ([B], Figure 8-18)
- Empilement de deux turbidites carbonatées (Tu 1) ([C], Figure 8-18)
- Empilement de plusieurs turbidites (Tu 1, Tu 2, Tu 4) à la base d'un *megabed* ([D], Figure 8-18)

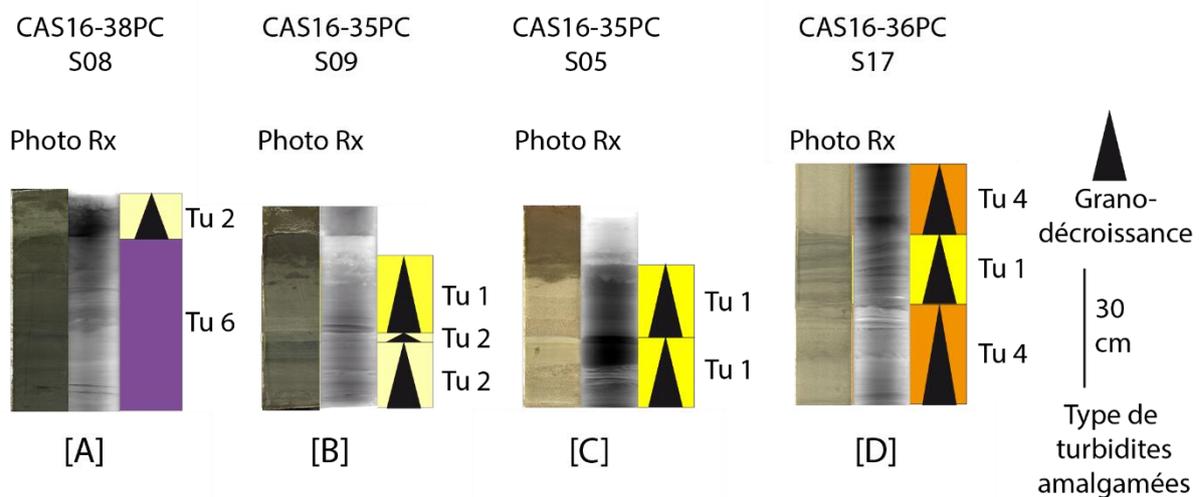


Figure 8-18 : Illustration des quatre types de turbidites amalgamées pouvant être identifiées dans les carottes sédimentaires. Faciès : Tu 1 (turbidite carbonatée), Tu 2 (lamines/turbidites fines carbonatées), Tu 4 (turbidite mixte), Tu 6 (turbidite hémipélagique).

Le dépôt de turbidites amalgamées résulte la plupart du temps d'un déclenchement synchrone de plusieurs courants de turbidité empruntant divers axes de transfert sédimentaire (canyons, chenaux) convergeant vers une même zone de dépôt (Figure 8-19) (Nakajima & Kanai, 2000; Van Daele et al., 2017). Dans certains cas, ce genre de dépôt peut être lié à des réflexions de courants de turbidité dans des bassins ou à un effet de seiche dans un lac (Beck, 2009) ou une mer confinée (ex : mer de Marmara, Beck et al., 2007).

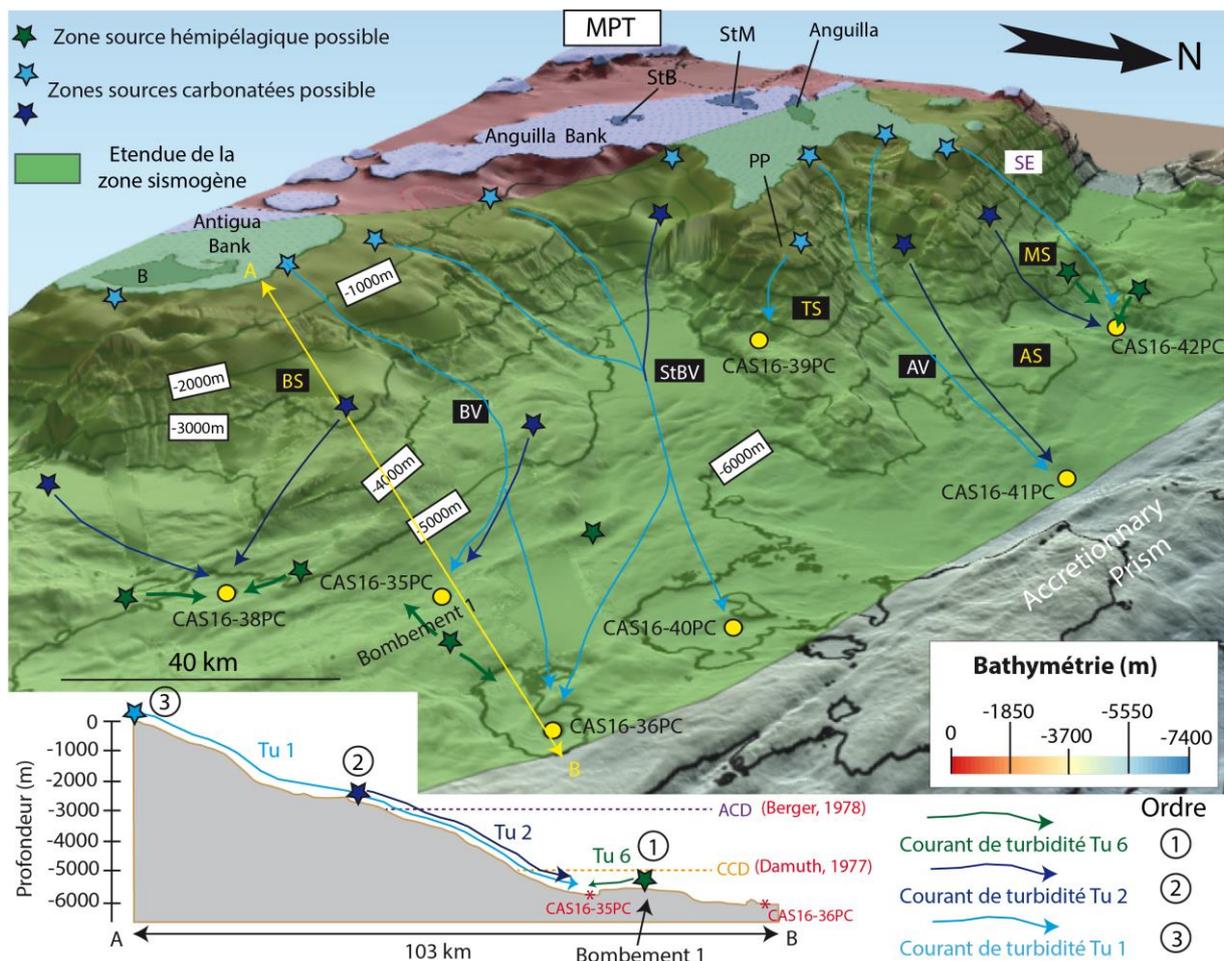


Figure 8-19 : Bloc 3D schématique expliquant les différents mécanismes ayant conduit à la sédimentation de turbidites amalgamées (faciès Tu 6, Tu 2 et Tu 1). AS : Anguilla Spur; AV : Anguilla Valley; B : Barbuda; BS : Barbuda Spur; MS : Malliwana Spur; BV : Barbuda Valley; PP : paleo-plateforme; SE : Sombrero Escarpment; StB : Saint-Barthélémy; StBV : Saint-Barthélémy Valley; StM : Saint-Martin; TS : Tintamarre Spur.

Dans la zone d'étude, au moins deux modes de dépôts peuvent être définis :

- Les turbidites amalgamées à plusieurs sources « latérales ». Ces turbidites sont le résultat d'un ou plusieurs déclenchements synchrones dans des zones sources éloignées latéralement (étoiles bleu ciel, Figure 8-19). Ces turbidites correspondent aux empilements de type [C] et [D].
- Les turbidites amalgamées « énergiques ». Ces turbidites sont issues d'un différentiel de sources en termes de profondeur mais aussi d'énergie. Ainsi, la turbidite ayant la granulométrie la plus fine (Ex : Tu 6) se dépose en premier car elle provient d'une source plus proche (étoiles vertes, Figure 8-19) que la turbidite ayant une granulométrie plus grossière mais qui provient d'une source plus lointaine. Les turbidites concernées sont les empilements de type [A] et [B].

8.5.2 Dépôt synchrone des *megabeds*

Le dépôt des *megabeds* peut être évalué dans un modèle général. Par exemple, dans le cas de l'évènement 15, un dépôt a été identifié dans chaque carotte ([Tableau 8-8](#)):

- Une turbidite fine dans CAS16-39PC
- Un pseudo-téphra dans CAS16-38PC
- Une mégaturbidite présentant plusieurs pulses dans CAS16-40PC
- Un complexe HmTu présentant plusieurs pulses dans la partie grossière dans CAS16-36PC
- Un complexe TuSB dans CAS16-35PC, CAS16-41PC et CAS16-42PC

Si les zones sources des dépôts de CAS16-38PC et CAS16-39PC semblent être indépendantes, ce n'est pas forcément le cas pour les *megabeds* avec la présence d'une homogénite et de plusieurs slurry bed. L'étude géochimique de ces dépôts (Ca VS Sr) montre que les trois complexes TuSB ont une signature différente. Le dépôt de CAS16-41PC est le plus riche en strontium (20 000 à 30 000 cps/s) et témoigne d'une source moins profonde que toutes les autres sources pour cet évènement. A l'inverse, le dépôt de CAS16-42PC est assez pauvre en strontium et calcium, ce qui témoigne certainement d'une source plus profonde. Par ailleurs, les teneurs en Ca et Sr des turbidites de CAS16-40PC et CAS16-36PC se superposent en partie (droite tendance en rose ; [Figure 8-20](#)), laissant supposer une source commune pour ces dépôts puis divergent (droite tendance en pointillés roses, [Figure 8-20](#)), supposant également deux autres sources différentes). Des courants de turbidités provenant de sources similaires mais aussi de sources différentes ont donc atteint les deux carottes. Ceci démontre bien la nature amalgamée des nombreuses turbidites présentes dans CAS16-36PC et CAS16-40PC.

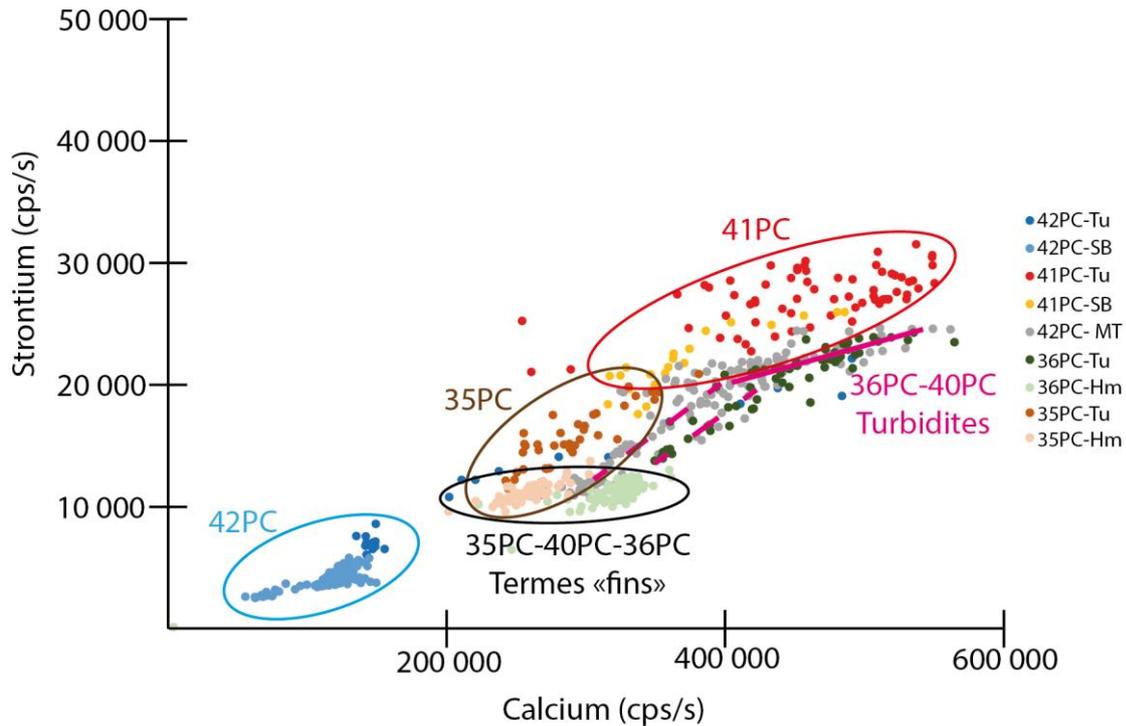


Figure 8-20 : Caractérisation géochimique des megabeds liés à E15 et identifiés dans CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC. Les termes fins de CAS16-35PC, CAS16-40PC et CAS16-36PC correspondent respectivement à un slurry bed, un terme Te de turbidite et une homogénite.

La répartition latérale des dépôts dans toutes les carottes (~210 km) de la zone d'étude et leurs diverses sources démontrent que les plateformes carbonatées ainsi que les pentes insulaires de toute la zone (soit une distance d'environ 180 km) ont subi des déstabilisations gravitaires ayant engendré divers courants gravitaires :

-Des déstabilisations mineures se sont produites au niveau de la pente insulaire Est du banc d'Antigua et de la paléo-plateforme d'Anguilla (PP) et ont respectivement alimenté CAS16-38PC et CAS16-39PC (Figure 8-21). Cependant, le dépôt dans CAS16-38PC est un pseudo-téphra. S'il s'est effectivement produit pendant l'évènement 15, alors il s'agit d'un courant de turbidité provenant d'un téphra enfoui et non pas d'un dépôt de cendre lié à une éruption volcanique.

-Des courants de turbidité se sont déclenchés à l'Est du banc d'Anguilla et au nord du banc d'Antigua et se sont empilés successivement dans CAS16-36PC et/ou CAS16-40PC (Figure 8-21). L'étude géochimique prouve d'ailleurs que certains courants déposés dans ces deux carottes ont la même source (Figure 8-21).

-Des *slurry flow* se sont produits au nord des bancs d'Antigua et d'Anguilla et ont respectivement rempli les carottes CAS16-41PC/CAS16-42PC et CAS16-35PC. Il est possible qu'une partie de ce dernier courant ait atteint CAS16-36PC (Figure 8-21). Il est également possible que seul un courant de turbidité (et non pas un *slurry flow*) provenant du banc d'Antigua ait pu atteindre le bassin de CAS16-6PC. Dans

les carottes, les *slurry bed* s'empilent systématiquement sur une turbidite et forment des complexes TuSB. Il est fortement possible que le dépôt de ce complexe soit contemporain car un *slurry flow* se déplace en partie par l'action d'un écoulement turbulent (Lowe & Guy, 2000). Deux hypothèses peuvent expliquer la formation de ce complexe : soit le courant de turbidité s'est progressivement chargé en eau, ce qui a changé le mode de transport des particules sédimentaires, soit le *slurry flow* et le courant de turbidité ont une zone source différente ; celle du *slurry flow* étant plus proche de la zone source (ex : éperon de Tintamarre pour CAS16-41PC). Une source plus proche pourrait en effet expliquer la présence du *slurry bed* dans CAS16-41PC car le *slurry flow* se déplace également en partie par l'action d'un écoulement laminaire (Lowe & Guy, 2000), qui est moins efficace pour parcourir de grandes distances.

-Les particules sédimentaires fines de la turbidite basale du complexe TuSB ayant alimenté CAS16-35PC ont enfin dû déborder par-dessus le bombement 1 (Figure 7-1) pour ensuite se déposer par décantation dans le bassin de CAS16-36PC et se mélanger avec la partie fine du courant de turbidité – voire du *slurry flow* – afin de former l'homogénite bimodale. Cette observation part du principe que l'homogénite de CAS16-36PC a une signature géochimique indépendante des autres *megabeds* ; elle pourrait donc être le résultat du mélange de deux termes sédimentaires fins.

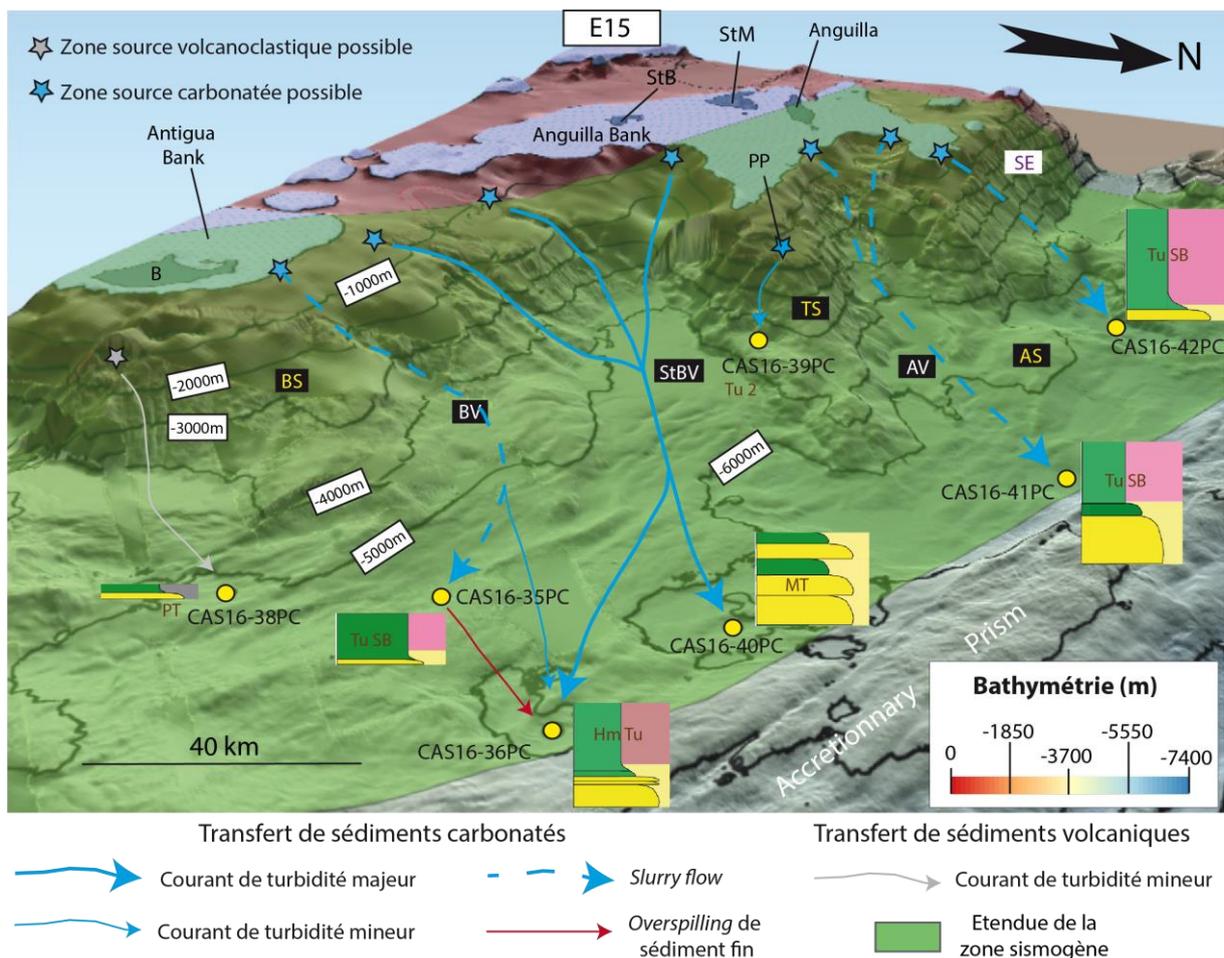


Figure 8-21 : Bloc 3D schématique expliquant les différents mécanismes ayant conduits à la sédimentation de sept dépôts gravitaires lors de l'évènement 15. Les dépôts associés à l'évènement 15 sont tous représentés sauf celui de CAS16-39PC qui correspond à une turbidite peu épaisse. AS : Anguilla Spur; AV : Anguilla Valley; B : Barbuda; BS : Barbuda Spur; BV : Barbuda Valley; PP: paleo-plateforme; SE : Sombrero Escarpment ; StB : Saint-Barthélémy; StBV : Saint-Barthélémy Valley; StM: Saint-Martin; TS : Tintamarre Spur.

Des mécanismes identiques ont également dû se produire pour les événements E12, E50 et E58, qui présentent des dépôts similaires (Tableau 8-8). En revanche, des mécanismes différents ont pu se produire pour E26, qui est identifié par trois complexes HmTu dans CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC. L'analyse granulométrique de ces trois dépôts via les diagrammes de Passega (Figure 8-22) met en évidence plusieurs mécanismes de transport des grains. Ces diagrammes permettent de mettre en évidence des changements de mode de transport des grains (ex : suspension gradée, décantation, etc) au niveau des changements de pente (Passega, 1964).

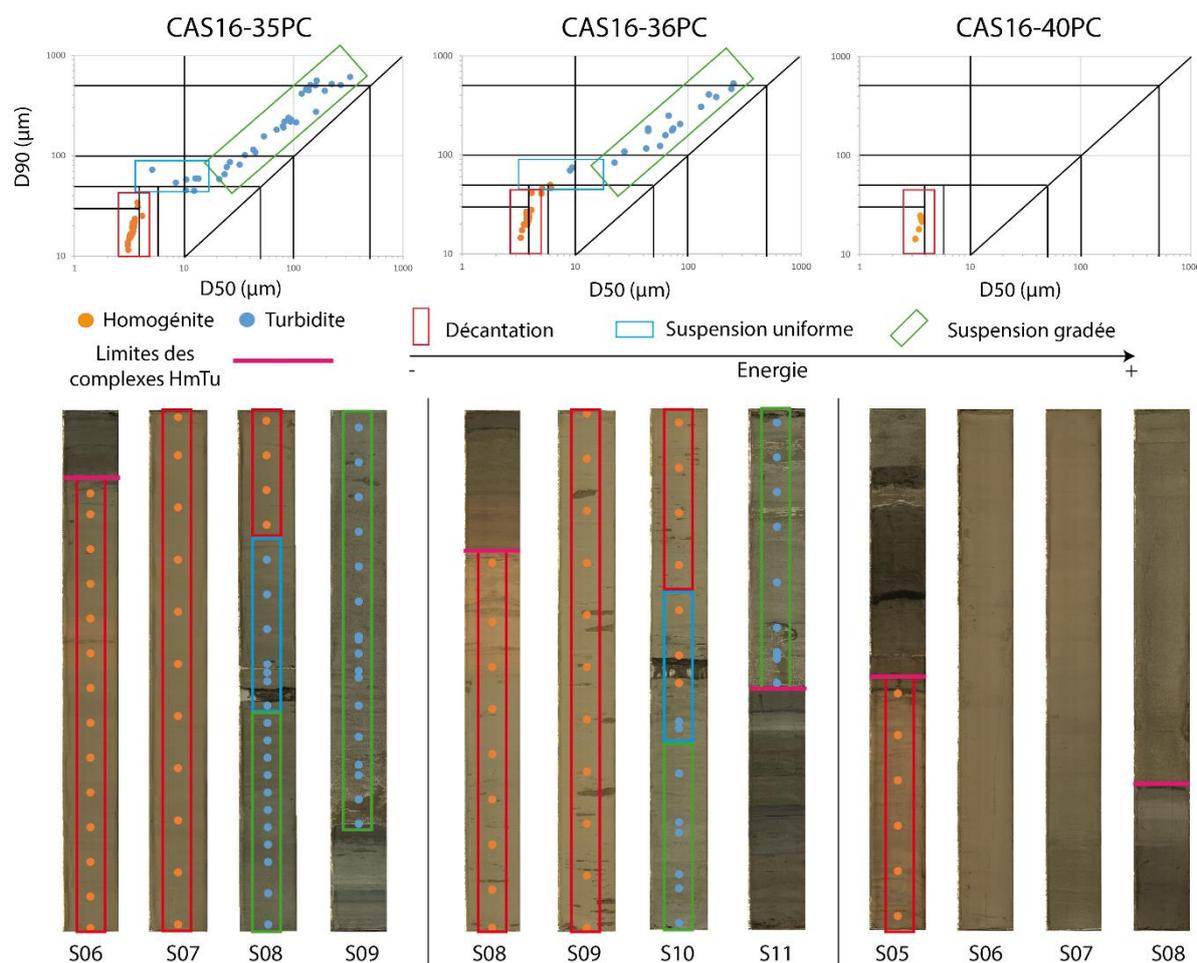


Figure 8-22 : Diagrammes de Passega des complexes HmTu liés à E26 et identifiés dans CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC. L'énergie relative au transport des particules est indiquée par les rectangles vert (suspension gradée), bleu (suspension uniforme) et rouge (décantation). Les limites des complexes HmTu sont indiquées par les traits roses. Les niveaux échantillonnés lors des mesures de granulométrie sont indiqués par les points orange (pour la partie homogénite) et bleus (pour la partie turbidite). Les données sont incomplètes pour CAS16-40PC.

Dans CAS16-35PC et CAS16-36PC, les grains sont transportés dans un premier temps par suspension gradée puis par suspension uniforme : ce mode de transport est associé à la partie

turbiditique du dépôt (points bleus, Figure 8-22). La granulométrie est incomplète sur CAS16-40PC, ce qui ne permet pas d'illustrer le mécanisme de transport des turbidites dans CAS16-40PC. L'homogénite, représentée par les points orange (Figure 8-22), se dépose par décantation dans les trois carottes.

L'analyse géochimique montre deux regroupements, un au niveau d'un « pôle turbidites » et l'autre au niveau d'un « pôle homogénites » (Figure 8-23). Dans le détail, les trois carottes sont alignées sur la même droite, même si les points de CAS16-35PC sont plus diversifiés : il est possible que cette carotte soit alimentée par une autre source que CAS16-36PC et CAS16-40PC. Ces trois *megabeds* ont la particularité de présenter une couche de mélange entre la turbidite et l'homogénite, qui s'illustre par une matrice argileuse présentant des spots/lamines silteux. Cette couche peut se déposer par réflexion d'une partie de courant de turbidité dans le bassin qui va se mélanger avec la queue fine de la turbidite. Les homogénites sont également localisées sur la même droite de tendance (CAS16-36PC n'est pas entièrement visible car elle est recouverte par les points de CAS16-35PC et CAS16-40PC). Il est donc fortement possible que les homogénites aient la même source.

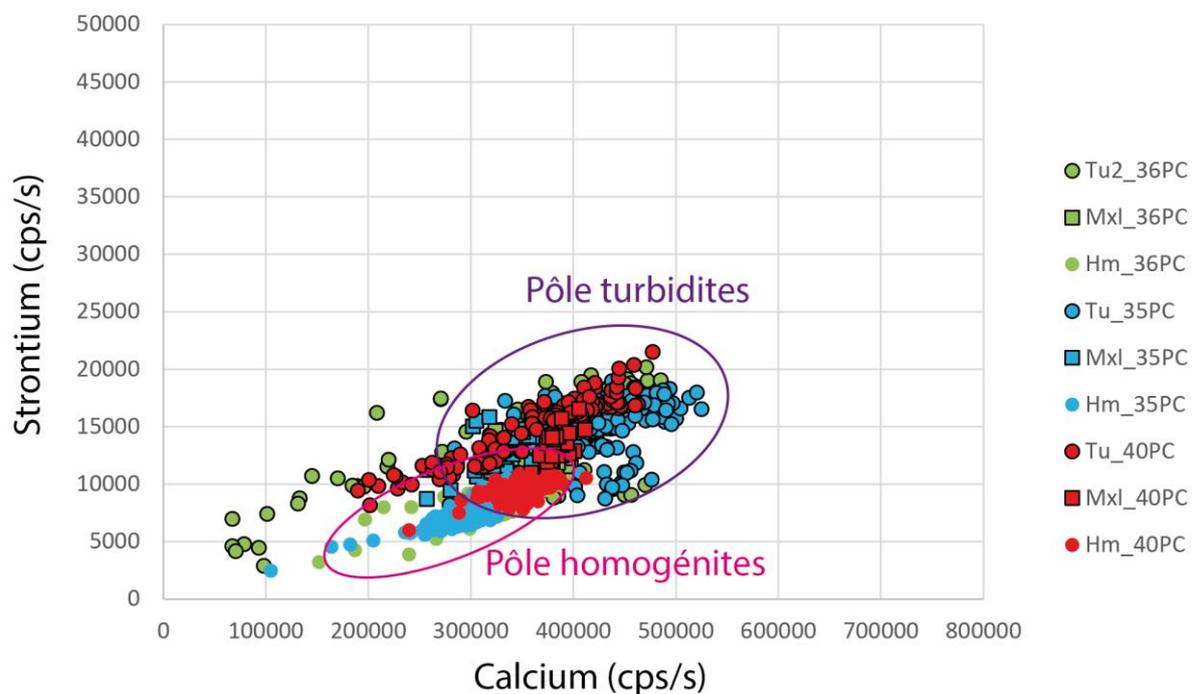


Figure 8-23 : Caractérisation géochimique des complexes HmTu liés à E26 et identifiés dans CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC.

Les zones sources impactées lors de l'évènement E26 sont celles qui transitent par les vallées de Saint-Barthélemy et de Barbuda (Figure 8-24), il s'agit donc très certainement du nord du banc d'Antigua, du sud-est du banc d'Anguilla et des pentes insulaires associées. L'absence de dépôt associé

à E26 dans CAS16-38PC et CAS16-39PC permet de restreindre l'étendue spatiale de l'évènement. Il est cependant possible que le nord-est du banc d'Antigua ait été touché mais CAS16-41PC n'enregistre pas de dépôt associé à E26 car son catalogue de dépôts s'arrête à l'E18.

L'évènement E26 aurait donc déstabilisé le nord du banc d'Antigua, le sud-est du banc d'Anguilla et les pentes insulaires associées. Cela aurait déclenché de nombreux courants de turbidité qui se sont déposés dans les bassins de CAS16-36PC, CAS16-40PC et CAS16-40PC. De plus, un important phénomène de remise en suspension de sédiment fin dans la colonne d'eau s'est produit et est à l'origine du dépôt des homogénites. Trois hypothèses peuvent expliquer ce mécanisme (Figure 8-24) :

-L'action d'un tsunami qui aurait érodé et remis en suspension la couverture hémipélagique carbonaté.

La profondeur impactée par les vagues de tsunami est équivalente à $\frac{1}{4}$ de leur longueur d'onde qui peut atteindre jusqu'à 100km (Giusti, 2014), voire même les dépasser. La profondeur d'eau impactée par l'oscillation est donc largement suffisante pour remobiliser le sédiment fin et carbonaté de la pente insulaire ou des plateformes carbonatées (voire même de toute la colonne d'eau).

-Une déstabilisation de pente et/ou l'érosion d'un courant de turbidité dévalant la pente insulaire qui auraient remis du sédiment fin en suspension

- La déstabilisation du substratum engendrée par la propagation des ondes sismiques S

Assez peu de critères permettent de déterminer quelle hypothèse est la meilleure. L'absence de dépôts dans les autres carottes pourrait cependant permettre d'écarter l'hypothèse d'un tsunami, qui aurait dû avoir un impact encore plus général dans la zone et donc être identifié dans toutes les carottes. De plus, peu de tsunamis liés à des séismes ont été répertoriés aux Petites Antilles (Bernard & Lambert, 1988; Feuillet *et al.*, 2011).

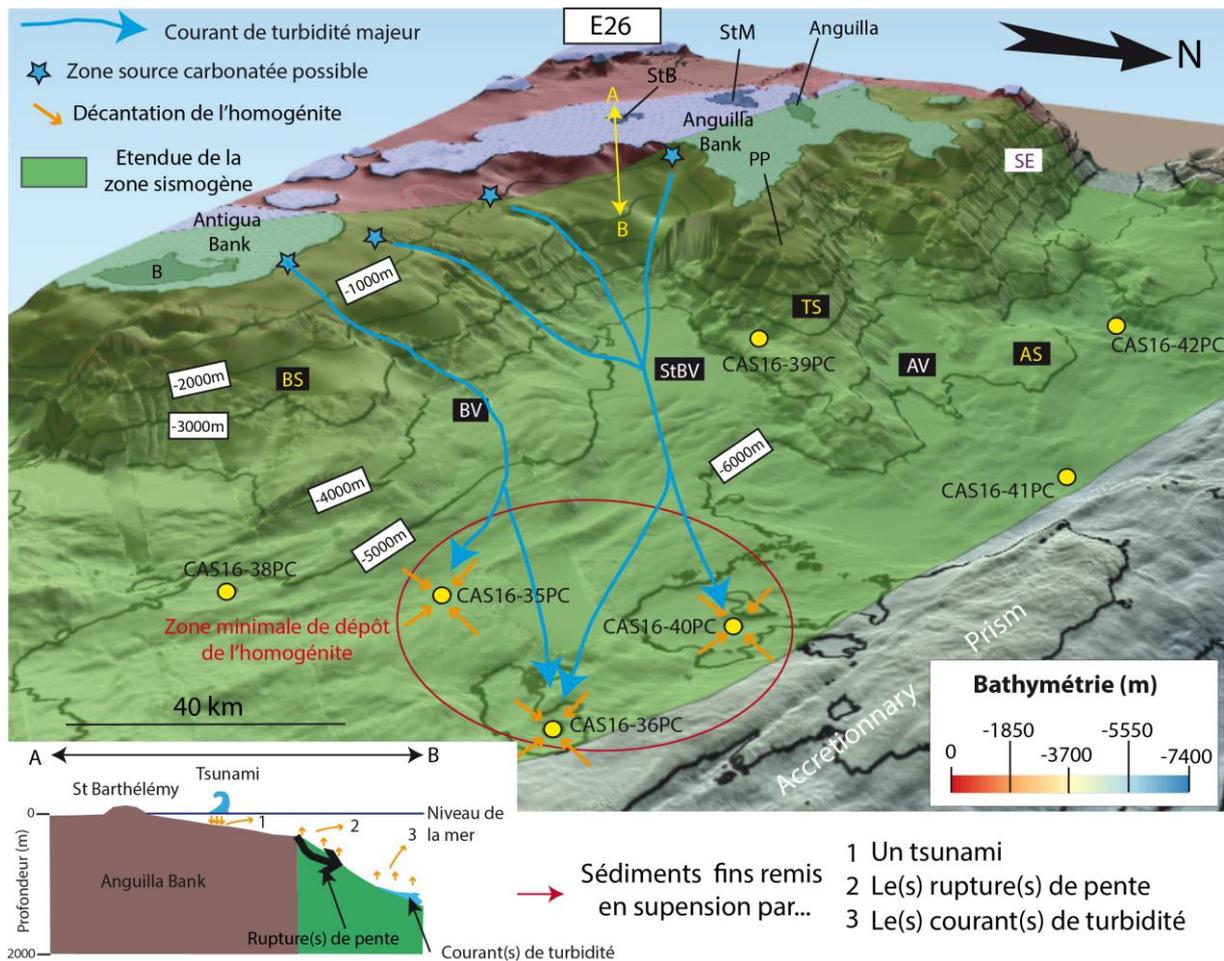


Figure 8-24 : Bloc 3D schématique expliquant les différents mécanismes ayant conduits à la sédimentation de sept dépôts gravitaires lors de l'évènement 26. La coupe AB est localisée en jaune sur le bloc 3D. AS : Anguilla Spur; AV : Anguilla Valley; B : Barbuda; BS : Barbuda Spur; BV : Barbuda Valley; PP: paleo-plateforme; SE : Sombrero Escarpment; StB : Saint-Barthélémy; StBV : Saint-Barthélémy Valley; StM: Saint-Martin; TS : Tintamarre Spur.

8.5.3 Dépôt probable d'une couche de cendres

Parmi tous les évènements, un se distingue particulièrement des autres : il s'agit d'E23, daté de 36 244 ans BP +/- 1556 ans (Tableau 8-8). Dans le détail, ce dépôt est retrouvé dans au moins cinq carottes (Tableau 8-9) sous la forme d'une lamine (dans CAS16-42PC), d'une turbidite (dans CAS16-39PC) et d'un pseudo-téphra (dans CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-35PC). Il n'est en revanche pas identifié dans CAS16-41PC dont l'enregistrement sédimentaire s'arrête à l'E18.

Les analyses XRD effectuées sur CAS16-36PC montrent que ce niveau est composé de 70% de minéraux volcaniques, de 2% de minéraux carbonatés et de 26% de minéraux argileux. Sa composition en minéraux volcanique est de loin la plus riche en éléments volcaniques parmi tous les sédiments analysés en XRD (les turbidites volcanoclastiques de CAS16-39PC n'ayant été analysées par cette méthode). Il est donc fortement possible que ce pseudo-téphra puisse correspondre au dépôt d'une couche de cendre.

Comme présenté dans les [chapitres 3.7.1 & 3.7.2](#), les études des sédiments profonds dans les Petites Antilles montrent que la présence de couche de cendres ou autres sédiments volcanoclastiques est très rare dans la zone Nord ([Carey & Sigurdsson, 1980](#); [Sigurdsson et al., 1980](#); [Reid et al., 1996](#)). L'étude en détail de couches de matériel volcanique identifiées dans des carottes sédimentaires et provenant d'éruptions du mont *Soufrière Hills*, situé sur l'île de Montserrat, a daté de nombreuses éruptions volcaniques dont une à environ 43 ka et une autre de 16 à 24 ka ([Le Friant et al., 2008](#)), ce qui ne se rapproche pas à l'intervalle 36 244 ans BP +/- 1556 ans. Cependant, un dépôt de cendre et de blocs volcaniques identifiés à terre est daté de 38 ka +/- 8 ka par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, ce qui pourrait correspondre à l'évènement E23. Le fait qu'il n'est pas été identifié dans la carotte sédimentaire de l'étude de [Le Friant et al. \(2008\)](#) est explicable car celle-ci est située au sud-ouest de Montserrat. Les vents, majoritairement de l'ouest vers l'Est dans les Petites Antilles ([Sigurdsson et al., 1980](#)), ont donc pu transporter les cendres vers la zone d'étude.

Il existe donc deux hypothèses afin d'expliquer les dépôts lors d'E23 (Figure 8-25) :

- 1) Une éruption volcanique du mont *Soufrière Hills* de Montserrat a rejeté dans la troposphère des cendres qui ont ensuite été transportés par des vents d'ouest/ sud-ouest dans la zone d'étude. Les dépôts de la lamine dans CAS16-42PC et de la turbidite dans CAS16-39PC pourraient être alors lié à un évènement contemporain à l'éruption, comme un séisme interplaque, ou proviendrait d'un évènement proche dans le temps mais sans aucun lien avec l'éruption volcanique. On pourrait également se demander pourquoi la couche de cendres n'a pas été retrouvée dans CAS16-38PC, proche des autres carottes dans lesquelles le pseudo-téphra a été identifié. Soit le nuage de cendres a évité de peu CAS16-38PC, soit cette couche a été érodée par un courant de turbidité, soit elle correspondrait au pseudo-téphra identifié dans CAS16-38PC lors de l'évènement E15, mais cela n'est pas en accord avec le modèle chronostratigraphique.
- 2) Une déstabilisation générale des bancs d'Antigua et d'Anguilla et des pentes insulaires associées aurait déclenché plusieurs courants de turbidité. Le fait que le pseudo-téphra ait été identifié dans CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC mais pas dans les autres carottes montre que la meilleure source probable est la pente insulaire nord de Barbuda qui peut alimenter les trois carottes (via les vallées de St-Barthélémy et de Barbuda). Il faut cependant démontrer par des études géochimiques (ex : XRD) que le pseudo-téphra de ces trois carottes a la même source.

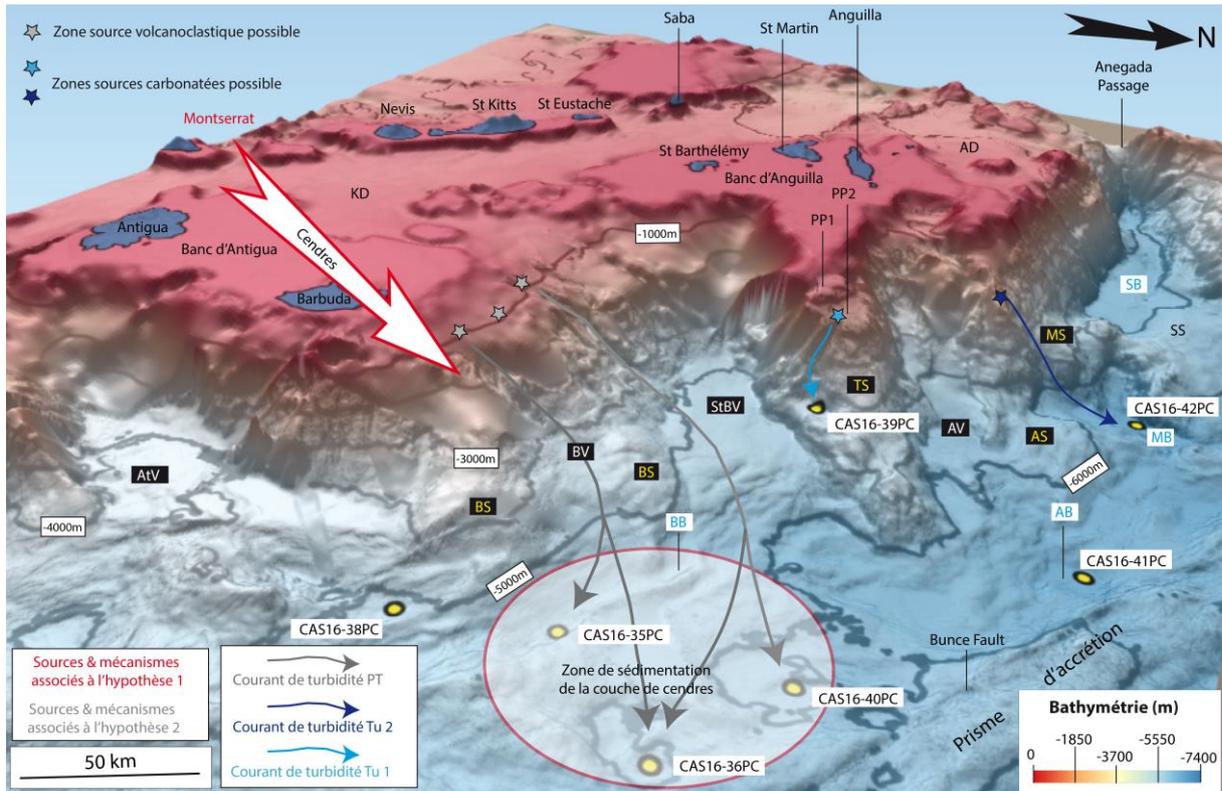


Figure 8-25 : Bloc 3D schématique expliquant deux hypothèses (hypothèse 1 en rouge et hypothèse 2 en gris) pouvant expliquer la sédimentation des dépôts identifiés lors de l'évènement 23. AD : Anguilla Depression ; AS : Anguilla Spur ; AV : Anguilla Valley ; BS : Barbuda Spur ; BV : Barbuda Valley ; KD : Kalinago Depression ; MS : Malliwana Spur ; PP : paleo-plateforme ; SB : Sombrero Basin ; SS : Sombrero Saddle ; StBV : Saint-Barthélemy Valley ; TS : Tintamarre Spur.

8.5.4 Discussion : déclenchement sismique

La répartition des *megabeds* dans les carottes ainsi que leurs caractéristiques géochimiques et granulométriques prouvent que les événements les ayant déclenchés ont eu un impact sur plusieurs zones sources différentes mais aussi ont été à l'origine de transports sédimentaires de différentes natures (*slurry flow*, resuspension et décantation, courant de turbidité).

Les différents facteurs pouvant déclencher un courant de turbidité sont les suivants : 1) vagues de tempête, 2) surcharge sédimentaire, 3) séismes (megathrust ou interplaques, crustaux ou intraplaques), 4) tsunamis, 5) glissements asismiques du prisme d'accrétion, 6) courants hyperpicnaux (liés à des crues ou à des différences en salinité et/ou en température et 7) déstabilisations de pente par des hydrates de gaz (Adams, 1990; Goldfinger *et al.*, 2003). La remise en suspension de sédiment peut être provoquée par 1) Un tsunami, 2) L'érosion engendrée lors d'un courant gravitaire ou 3) Le séisme lui-même (McHugh *et al.*, 2020).

Parmi ces facteurs, certains peuvent être éliminés. La surcharge sédimentaire, qui entraîne une déstabilisation des couches sédimentaires sous l'effet de son propre poids, se produit dans des

zones où les apports sédimentaires sont très importants (Adams, 1990), ce qui n'est pas le cas dans la zone d'étude (Reid *et al.*, 1996; Seibert, 2019). Il y a donc très peu de sédiment accumulé au niveau du prisme d'accrétion. De plus, la plupart des dépôts sont carbonatés, ce qui élimine le prisme comme zone source car les sédiments carbonatés ne peuvent pas être conservés à sa profondeur (5600 à 5900 m). Les turbidites hémipélagites pourraient provenir du prisme mais ne sont retrouvées que dans une des trois carottes proches du prisme (CAS16-36PC). En ce qui concerne les hydrates de gaz, ils n'ont pas été identifiés dans la pente insulaire. Dans la zone d'étude, les structures de sorties de fluides sont pour leur part identifiées au niveau de la plaque plongeante à proximité de la fosse (Klingelhoefer *et al.*, 2016). Ils ne sont donc pas responsables de déstabilisations gravitaires au niveau de la pente insulaire.

Lors des carottages, les bassins dans lesquels ont été prélevées les carottes sédimentaires ont été notamment choisi en raison de leur distance par rapport aux plateformes. Cela diminue l'influence des courants de turbidité déclenchés par un facteur climatique (vagues de tempêtes, crues). Seule la vallée d'Anguilla témoigne de transferts sédimentaires relativement importants le long de la pente insulaire mais ceux-ci ne sont pas identifiés jusqu'au bassin d'Anguilla où a été collecté CAS16-41PC, ce qui prouve qu'uniquement des événements extrêmes ont pu conduire au dépôt de turbidites ou de *megabeds* dans le bassin d'Anguilla.

De nombreux résultats présentés dans la thèse permettent de justifier un déclencheur sismique pour pratiquement tous les événements enregistrés dans les carottes sédimentaires :

-le contenu des turbidites carbonatées qui indique différentes sources carbonatées et relativement proximales (de 0 à 3000 m de profondeur).

-la corrélation de turbidites ou de *megabeds* sur des distances importantes (jusqu'à près de 210 km) témoigne plus d'un déclencheur régional (ex : séisme) qu'un déclencheur local (ex : climat). Les études de paléosismologie marine basées sur l'étude des turbidites s'appuient en effet beaucoup sur la corrélation de turbidites entre des systèmes sédimentaires indépendants ayant donc des sources différentes (Adams, 1990; Goldfinger *et al.*, 2003, 2017). C'est le cas pour cette étude où plusieurs zones sources (Figure 8-26) sont identifiées dont deux majeures (banc d'Anguilla et banc d'Antigua). La question peut cependant se poser pour les dépôts « isolés ». Il y a cependant peu de chances pour que d'autres facteurs les aient déclenchés, sachant le faible impact qu'ont les événements océanographiques sur les enregistrements sédimentaires des carottes. En effet, l'étude morphosédimentaire et des sources sédimentaires (chapitre 6) montre qu'il n'y a pas de systèmes chenal-levée dans le bassin d'avant-arc. Les dépôts provenant de l'*overspilling* des plateformes carbonatées déclenchés par les courants marins de surface se concentrent plutôt au niveau de la pente insulaire nord de Barbuda et de la partie supérieure (2000-4000 mètres) de la vallée d'Anguilla. Dans le cas des dépôts isolés, ce serait plutôt la nature des séismes qui entrerait en jeu. Ainsi, ces dépôts

seraient plutôt liés à des séismes intraplaques ou locaux contrairement aux dépôts corrélés qui seraient plus liés à des séismes de subduction.

-la présence de *megabeds* (complexes HmTu, mégaturbidites, turbidites amalgamées, homogénites) qui sont des dépôts sédimentaires typiques d'un déclenchement sismique (Gorsline *et al.*, 2000; Nakajima & Kanai, 2000; Garibaldi, 2006; Goldfinger *et al.*, 2007; Mulder *et al.*, 2009; Campos *et al.*, 2013b, a; Polonia *et al.*, 2013, 2017b; Van Daele *et al.*, 2014a, 2017; Tanty *et al.*, 2016; San Pedro, 2016; San Pedro *et al.*, 2017a; Vött *et al.*, 2018; Seibert, 2019). Le dépôt simultané de ces *megabeds* nécessite la déstabilisation de plusieurs sources indépendantes ainsi qu'un volume relativement important. Ces deux arguments sont en faveur d'un déclenchement sismique (Gorsline *et al.*, 2000; Garibaldi, 2006). De plus, les homogénites pourraient être déclenchées par la remobilisation de sédiment fin par un tsunami par oscillation de la colonne d'eau (Kastens & Cita, 1981; Stanley, 1981; Stanley & Blanpied, 1981; Stanley & Maldonado, 1981; Hieke, 1984) ou par un écoulement boueux accompagné d'une épaisse couche de sédiment de haute densité en suspension (McHugh *et al.*, 2020).

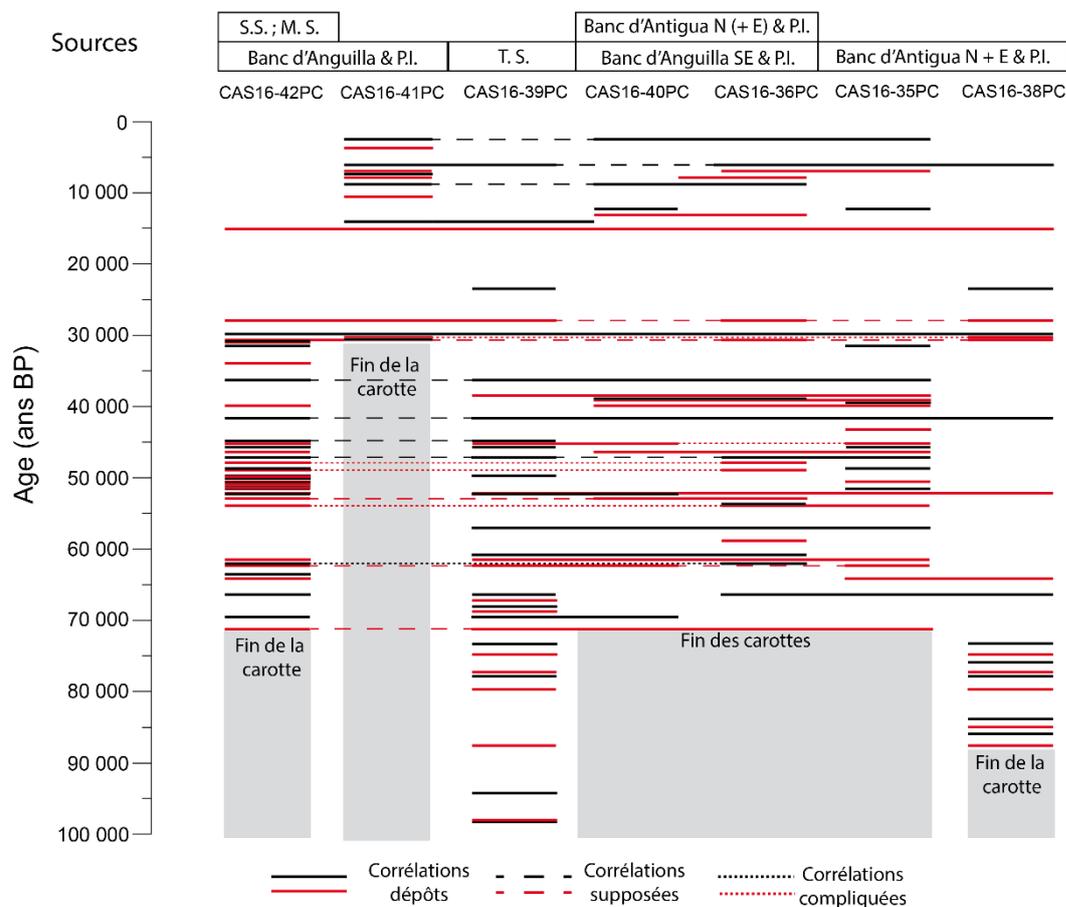


Figure 8-26 : Corrélation des turbidites dans tous les événements sismiques. Les corrélations supposées correspondent à des corrélations où le dépôt n'est pas identifié dans une carotte alors que d'autres carottes indiquent que sa ou ses sources ont dû être déstabilisées. Les corrélations compliquées correspondent à des dépôts corrélés entre deux carottes lointaines. MS : Malliwana Spur, PI : Pente insulaire, SS : Sombrero Saddle, TS : Tintamarre Spur.

La répartition des évènements sismiques dans les carottes s'avère très hétérogène (Figure 8-26). De plus, certains évènements ne sont pas identifiés dans des carottes où ils devraient être retrouvés car d'autres carottes indiquent que sa zone source a été déstabilisée (corrélations supposées en pointillés larges, Figure 8-26). Par exemple, E3 (6240 ans BP +/- 270 ans) est identifié dans CAS16-36PC mais pas dans CAS16-40PC alors que normalement ces carottes ont les mêmes sources. Il est alors possible que le dépôt ait été érodé ou que le courant de turbidité n'ait pas atteint le bassin de CAS16-40PC. Dans d'autres cas, les corrélations sont encore moins évidentes car le dépôt n'est identifié que dans deux carottes très éloignées (corrélations compliquées, pointillés fins, Figure 8-26). Il est alors possible que ces deux dépôts ne soient pas co-sismiques mais que leurs courants de turbidités respectifs ont été déclenchés dans des intervalles de temps relativement courts.

Les carottes dans lesquelles sont retrouvées le plus d'évènements importants (identifiés par au moins trois mégabeds ou dans quatre carottes sédimentaires) sont CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC (Figure 8-27), ce qui n'est pas surprenant vu leur position centrale dans la zone ; les carottes pouvant être alimentées par des dépôts déclenchés à proximité de nombreuses zones sources (Tableau 8-10, Figure 8-26).

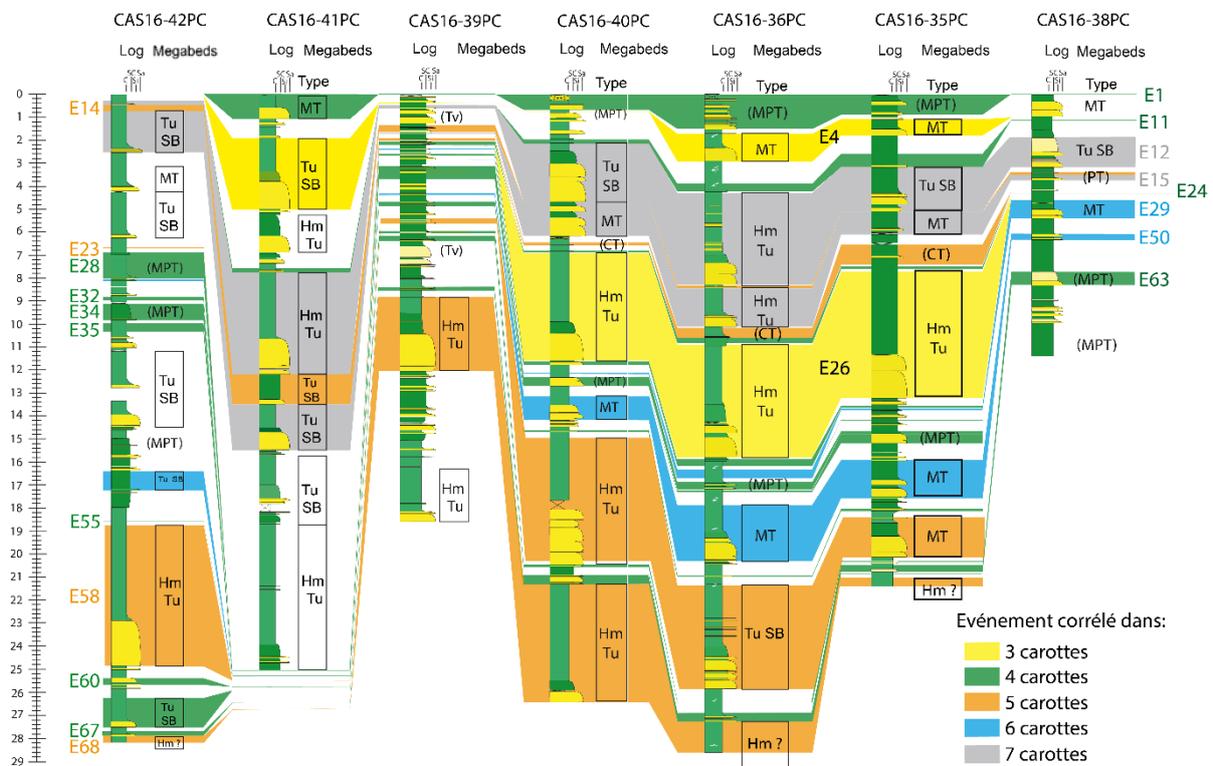


Figure 8-27: Corrélation des évènements sismiques importants retrouvés au minimum dans 4 carottes sédimentaires. E4 et E26 (en jaune) sont indiqués car ils sont identifiés par des mégabeds uniquement dans les trois carottes dans lesquelles il est retrouvé. Les évènements en vert sont identifiés dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes

9 Potentiel sismogène du segment Nord des Petites Antilles

9.1 Catégories de séismes

L'étendue spatiale des dépôts pourrait permettre de déterminer un ordre de magnitude pour le séisme déclencheur en partant du principe que plus la magnitude du séisme augmente, plus la zone impactée par ce séisme augmente, ce qui déclencherait de nombreux courants de turbidité. L'étendue des zones secouées par le séisme peut être déterminée par l'étude de la PGA ou *peak ground acceleration* combinée à la magnitude du séisme et à la distance épacentrale. Dans les sédiments meubles, une $PGA \sim 0,1$ g correspond à la valeur à atteindre afin de déclencher la liquéfaction des sédiments et donc des déstabilisations gravitaires (Pouderoux *et al.*, 2014). Cette valeur serait atteinte à 50 puis 100 km de distance épacentrale pour des séismes ayant respectivement une magnitude de $M_w \sim 7$ et $M_w \sim 8$ (Lehu *et al.*, 2016) mais peut varier en fonction de la nature des roches.

La magnitude est également un paramètre important à prendre en compte dans la détermination du volume de sédiment remobilisé. Un séisme d'une magnitude importante va secouer le sol plus longtemps, ce qui a tendance à favoriser une remobilisation très importante de matériel sédimentaire (Molenaar *et al.*, 2019). On pourrait ainsi supposer que l'épaisseur des dépôts dans les carottes sédimentaires est liée à la magnitude du séisme (Tableau 9-1). En effet, même si le volume des *megabeds* n'est pas très élevé comparé à d'autres zones (Rothwell *et al.*, 2000; Fanetti *et al.*, 2008; Wetzel & Unverricht, 2013; San Pedro, 2016), il demeure bien plus élevé que pour des lamines ou des turbidites centimétriques. Les turbidites hémipélagites et les lamines/turbidites fines ont ainsi plus de chance d'être déclenchées par un séisme de magnitude peu élevée ou local ; les turbidites carbonatées et/ou amalgamées par des séismes de magnitude plus importante et tous les *megabeds* par des séismes de magnitude encore plus importante.

Carottes		Extension latérale des dépôts						
		CAS16-42PC	CAS16-41PC	CAS16-39PC	CAS16-40PC	CAS16-36PC	CAS16-35PC	CAS16-38PC
Magnitudes	+			√				√
	++	√		√			√	√
	+++	√	√	√	√	√	√	√
Type de dépôt		Tu 6	Tu 2	Turbidites	MPT	MT	TuSB	HmTu
Magnitudes	+	√	√	√	√			
	++			√	√	√	√	√
	+++				√	√	√	√

Tableau 9-1 : Comparaison de magnitudes en fonction des carottes dans lesquelles sont retrouvés les dépôts et en fonction de la nature des dépôts.

Des pentes abruptes identifiées dans la zone (cf chapitre 6) signifieraient également des courants de turbidités plus rapides qui pourraient parcourir d'importantes distances. Les turbidites

CAS16-38PC et CAS16-39PC, sur ou très proches de la pente insulaire, seraient alors associées à des petits séismes (Tableau 9-1). La magnitude serait un peu plus élevée si le dépôt est également retrouvé dans CAS16-42PC et CAS16-35PC, un peu plus éloignées de la pente insulaire (Tableau 9-1). Enfin, la magnitude serait plus importante si les dépôts sont retrouvés dans les carottes distales et lointaines : CAS16-36PC, CAS16-40PC et CAS16-41PC (Tableau 9-1).

En fonction des carottes concernées et du type de dépôt associé aux séismes, des zones de ruptures et des magnitudes pourraient être supposées. L'identification de l'étendue des événements sismiques dans les carottes ainsi que l'épaisseur de ces dépôts permettent de distinguer plusieurs catégories de séismes :

-les séismes de subduction rompant toute ou une portion importante de la zone sismogène [A]: l'étendue latérale de la zone de rupture de ces séismes est maximale dans la zone d'étude car des dépôts (turbidites, *megabeds*) ont été identifiés dans des carottes dépendant de zones source différentes que sont le banc d'Antigua, le banc d'Anguilla et les pentes insulaires associées (donc CAS16-42PC et/ou CAS16-41PC et/ou CAS16-39PC et/ou CAS16-36PC et/ou CAS16-40PC et CAS16-35PC et/ou CAS16-38PC).

Les événements sismiques présentant une extension importante des dépôts sont les suivants : E1, E3, E4, E11, E12, E14, E15, E18, E23, E24, E26, E28, E29, E32, E33, E34, E35, E50, E54, E55, E58, E60, E62, E63 et E68. Cependant, pour certains événements sismiques, des dépôts ne sont pas identifiés dans toutes les carottes entre CAS16-38PC à CAS16-42PC.

-les séismes de subduction rompant une partie de la zone sismogène [B]: l'étendue latérale de la zone de rupture de ces séismes est plus modérée dans la zone d'étude car les dépôts n'ont été identifiés que dans des carottes dépendant de la même zone source ou du même axe de transfert sédimentaire (ex : vallée de St-Barthélémy). Les événements sismiques présentant une extension des dépôts moins importante sont les suivants : E6, E7, E9, E25, E31, E39, E51, E51, E52, E57 et E67.

-les séismes intraplaques ou locaux [C]: la rupture associée à ces séismes à une extension minimale car un dépôt n'a été identifié que dans une ou deux carottes. Les événements sismiques « isolés » sont les suivants : E2, E5, E8, E17, E19, E20, E22, E27, E30, E40, E41, E42, E43, E45, E46, E47, E48, E53, E56, E59, E61, E64, E65 et E66. Les séismes identifiés dans deux carottes sont les suivants : E10, E13, E16, E21, E36, E37, E38, E44 et E49. Ces derniers sont généralement retrouvés dans les carottes proximales et/ou dans peu de carottes (deux à trois) et/ou correspondent à des dépôts peu épais (turbidite, turbidite fine, turbidite hémipélagique). Ils sont également retrouvés dans des carottes très éloignées (CAS16-42PC ou CAS16-41PC avec CAS16-38PC, CAS16-35PC ou CAS16-36PC), ce qui est difficilement

explicable en termes de rupture et de magnitude. Il pourrait s'agir de dépôts résultant de deux séismes différents proches dans le temps résultant d'une libération synchrone de l'énergie au niveau de systèmes de failles proches, comme par exemple dans les Apennins (Benedetti *et al.*, 2013).

Les évènements sismiques E69 à E81 ne sont pas considérés dans cette dénomination car leur étendue spatiale est mal contrainte. Ils ne sont identifiés que dans les deux carottes les plus « âgées ». Cependant, E69, E70, E72, E73, E74 et E78 sont identifiés dans les deux carottes, ce qui met en avant une étendue spatiale « minimum » relativement importante (104 km).

9.2 Estimation des magnitudes

La magnitude d'un séisme est fonction de la taille de la faille qui a rompu, du déplacement maximal le long de cette faille ainsi que la nature des roches dans lesquelles la faille a rompu. La localisation des limites inférieures et supérieures de la zone sismogène est importante afin d'estimer la surface du contact interplaque qui a rompu, ce qui permettrait d'évaluer une magnitude. La limite supérieure est située entre les isothermes 100 à 150°C et correspond à la transformation smectite-illite. La limite inférieure est comprise entre les isothermes 350 et 400°C et correspond à la transition cassante-ductile du manteau. Dans la zone d'étude, elle n'est cependant pas très bien contrainte, en particulier à cause de l'obliquité croissante de la subduction (Laurencin *et al.*, 2018). En effet, les paramètres qui influencent le plus la température de la plaque plongeante sont la présence de fluides et l'âge de la plaque (plus une plaque est ancienne, plus elle est froide). Au niveau d'une subduction frontale, l'âge de la plaque plongeante est relativement homogène. Mais au niveau de la zone d'étude, la subduction devient oblique voire même sub-parallèle au nord du Passage d'Anegada. La croûte océanique entrant en subduction au sud-est est donc plus jeune que celle entrant en subduction au nord-est, ce qui peut créer des différentiels thermiques. Cependant, la zone sismogène peut être évaluée à partir des mesures de flux de chaleur (Figure 9-1).

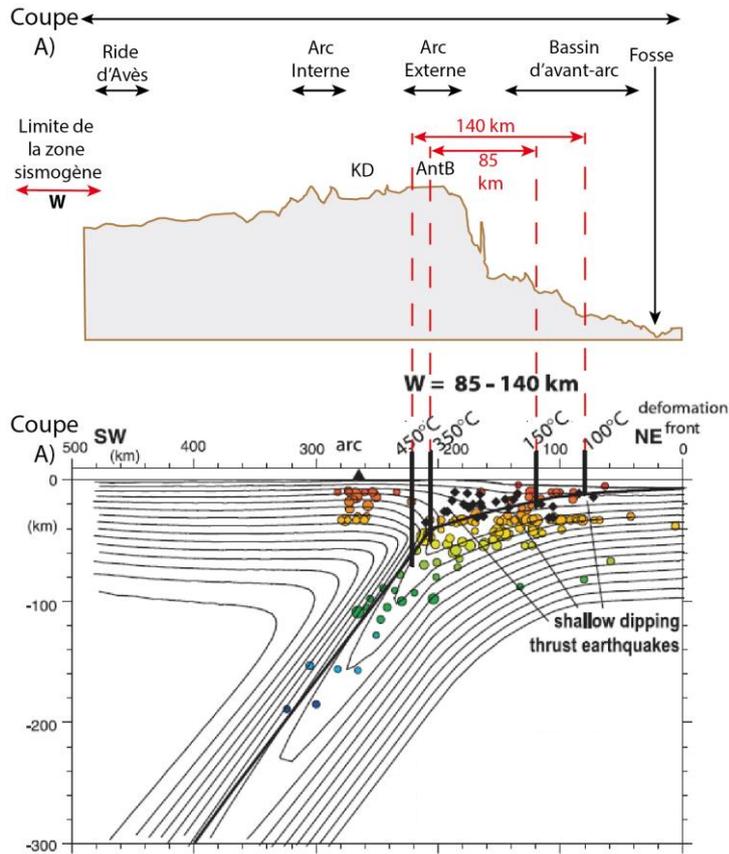


Figure 9-1: Localisation de la zone sismogène en coupe et sur un profil établi à partir de flux de chaleur (modifié d'après Gutscher et al., 2013a). La coupe A) est localisée dans la figure 9-2.

A partir d'une mesure d'un flux de chaleur sur un transect passant par Barbuda (Figure 9-2), la zone sismogène s'étendrait sur 85 km en prenant en compte les isothermes 350°C et 150°C (qui sont les températures inférieures et supérieures des limites « minimales » de la zone sismogène) et sur 140 km en prenant en compte les isothermes 450°C et 100°C (Gutscher et al., 2013a), qui sont les limites maximales de la zone sismogène. Cela correspond respectivement à des profondeurs de 25 à 55 km et de 20 à 75 km (Gutscher et al., 2013a). Ces valeurs sont supposées correctes dans le segment Anguilla-Barbuda mais ne peuvent pas s'appliquer au segment Anguilla-îles Vierges en raison de l'augmentation de l'obliquité (et donc de l'âge et de la température de la croûte océanique) mais aussi des changements dans les profondeurs du sommet du panneau plongeant (Laurencin et al., 2018). Il y a donc peu de chance pour que la zone de rupture se prolonge à l'ouest mais également au sud-est car elle pourrait y être limitée par la ride océanique de Barracuda partiellement entrée en subduction dans une direction ONO au large de la Guadeloupe (Pichot, 2012; Pichot et al., 2012). Nous faisons l'hypothèse que la ride de Barracuda pourrait correspondre à une barrière à la rupture, mais ceci nécessite d'être prouvé. De plus, la ride de Barracuda n'a pas de racine, mais pourrait correspondre à la limite entre les plaques Nord-Amérique et Sud-Amérique (Patriat et al., 2011).

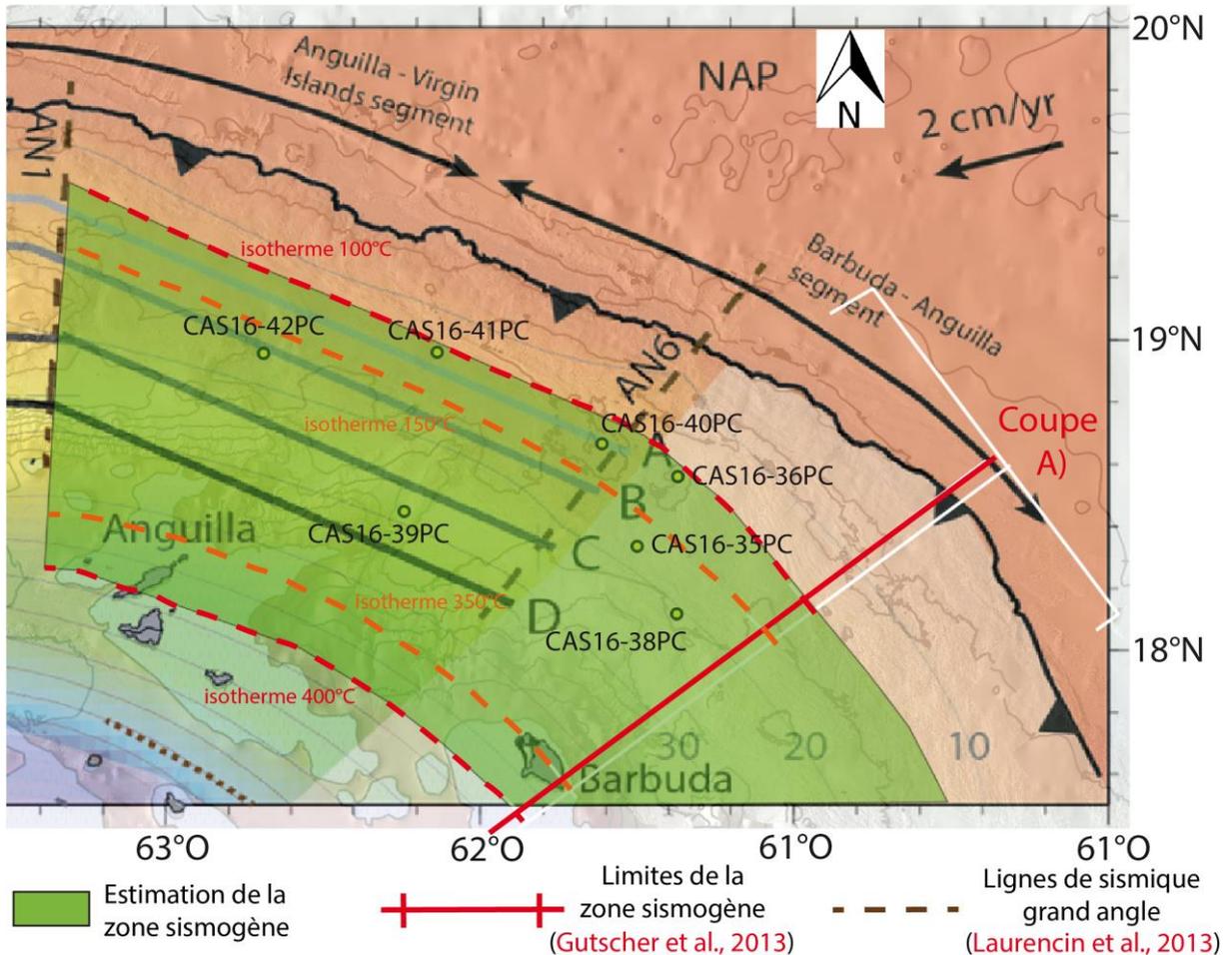


Figure 9-2 : Estimation de l'étendue de la zone sismogène dans la zone d'étude (modifié d'après [Laurencin et al., 2018](#)). Le segment Anguilla-Barbuda est compris entre la ligne AN1 et la coupe A). Les carottes sédimentaires sont indiquées par les cercles jaune et noir. NAP : North American Plate.

La limite supérieure de la zone sismogène se situe au niveau du bassin d'avant-arc tandis que la limite inférieure se situe à l'aplomb du banc d'Antigua et plus précisément de l'île de Barbuda ([Figure 9-1](#)). Cela signifie que toutes les carottes sont localisées à l'aplomb de la zone sismogène ([Figure 9-2](#)). Ainsi, elles devraient relativement bien enregistrer les séismes se déclenchant au niveau de cette zone sismogène. En faisant l'hypothèse que l'étendue latérale des sources des événements sismiques ([Tableau 8-10](#)) correspond à l'étendue latérale de la rupture sismique, une magnitude minimum peut ainsi être évaluée (méthode A). Cette évaluation est effectuée à partir de relations empiriques ([Blaser et al., 2010](#)) basées sur des études de ruptures de failles inverses à l'aide de l'étendue des *aftershocks* et de l'inversion des sismogrammes qui permet de relocaliser les séismes et de définir leur mécanisme au foyer. Une seconde méthode (méthode B) permet d'évaluer une magnitude à partir de la surface de la zone de la rupture ([Breneman et al., 2019](#)). Les relations empiriques de cette dernière méthode ont été réalisées à partir de l'étendue des *aftershocks* mais aussi de l'inversion de données géodésiques. Afin de tenter d'obtenir une estimation d'une magnitude maximale, l'hypothèse d'une

rupture sur toute la longueur de la zone sismogène (entre les isothermes 100°C et 400°C) est faite pour chaque évènement sismique.

Toutes ces estimations sont effectuées à partir des données de failles inverses car les séismes [A] et [B] sont supposés être des séismes de subduction. De plus, les séismes intraplaques ou locaux ne permettent pas de définir une zone de rupture au niveau de la zone sismogène tandis que les évènements sismiques anciens sont mal contraints. Cependant, trois paramètres importants sont à prendre en compte afin de « justifier » ces estimations :

- Le nombre de carottes dans lequel l'évènement est identifié ;
- La nature des sources ;
- La nature des dépôts.

Les évènements sismiques conservés pour ces estimations doivent donc :

- Etre identifiés dans au moins trois carottes ;
- Etre identifiés dans au moins une carotte distale (36PC/40PC/41PC) ;
- Etre identifiés dans au moins deux carottes ayant des sources différentes (42PC/41PC – 39PC – 40PC/36PC – 35PC/38PC) ;
- Avoir été responsable du dépôt d'un *megabed* et/ou de turbidites amalgamées. En effet, les magnitudes les plus plausibles demeurent celles provenant d'évènements sismiques identifiés par des dépôts épais (complexes HmTu, complexes TuSB, turbidites amalgamées, mégaturbidites, turbidites carbonatées épaisses). Il est donc très possible que les séismes identifiés par des dépôts fins ou peu énergiques (lamines/turbidites fines carbonatées, turbidites hémipélagiques) et/ou dans des carottes proximales aient une magnitude minimum moindre ou dépendent d'un séisme plus lointain.

Ainsi, les séismes [A] et [B] sont répartis en 4 classes de séismes de la plus forte à la plus faible magnitude en fonction des carottes dans lesquels ils ont été identifiés (Tableau 9-2). Les séismes de classe 1 sont identifiés entre CAS16-42PC et CAS16-38PC, les séismes de classe 2 entre CAS16-42PC et CAS16-35PC, les séismes de classe 3 entre CAS16-41PC et CAS16-35PC et les séismes de classe 4 entre CAS16-42PC et CAS16-39PC.

Il est cependant nécessaire d'effectuer un deuxième tri parmi les évènements conservés en fonction de la comparaison entre l'étendue latérale des dépôts et les carottes dans lesquelles sont retrouvés les dépôts. Un dépôt peut en effet être retrouvé dans CAS16-38PC et CAS16-42PC (extension maximale des dépôts) mais pas dans CAS16-39PC ou/et CAS16-40PC par exemple, ce qui est difficilement explicable. Ainsi, les évènements sismiques sont reclassés afin d'évaluer la probabilité de l'exactitude des magnitudes mesurées : probable, assez probable et peu probable. Par exemple, E15 est probable car il est retrouvé dans toutes les carottes et correspond dans cinq d'entre elles à un *megabed* (Tableau 9-2). E28 est assez probable car il est retrouvé dans quatre carottes et correspond

dans deux d'entre elles à des turbidites amalgamées (Tableau 9-2). E32 est peu probable car il n'est retrouvé que dans quatre carottes (Tableau 9-2).

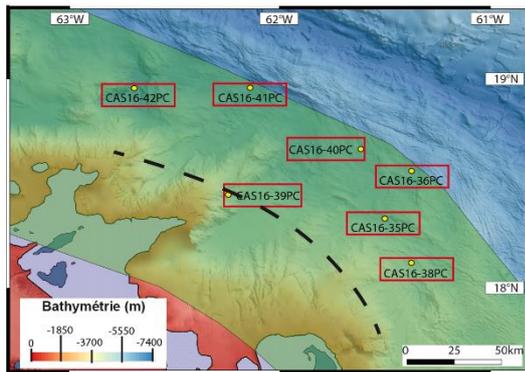
Enfin, E3, E7, E26, E52, E55 et E67 sont des évènements sismiques conséquents qui auraient pu être pris en compte (*megabeds* observés dans plusieurs carottes...) mais ils ont tous une répartition « unique » des zones sources (c'est-à-dire qu'ils sont les seuls à être identifiés dans un groupement de carottes donné), il est donc difficile de les caractériser en tant que « classe » de séisme. De par l'étendue spatiale associée à ces évènements (et donc une zone de rupture de longueur proche), il se pourrait que ceux-ci se rapprochent des classes 2 ou 3. De plus, les évènements E26, E52, E55 et E67 sont biaisés car ils ne peuvent pas être identifiés dans CAS16-41PC.

Extension carottes		42PC -> 38PC	42PC -> 35PC	41PC -> 35PC	39PC -> 36PC
Classe de séismes		Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
Magnitude estimée	Peu probable	--	E23, E31, E33, E34, E35, E54, E60 (E67, E52)	E11 (E7, E55)	E24, E57
	Assez Probable	E14, E18, E29, E63	E28, E34	E1 (E3, E26)	--
	Probable	E12, E15, E50	E58, E68	E4	--

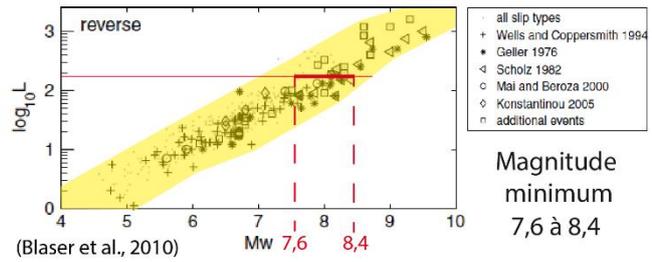
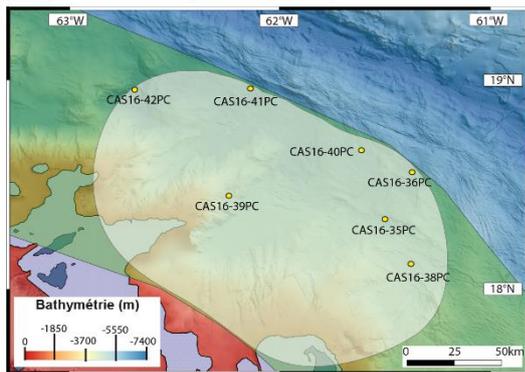
Tableau 9-2 : Classe de séismes en fonction de l'extension latérale des dépôts dans les carottes et probabilité d'exactitude de la magnitude calculée des évènements sismiques considérés comme des séismes de subduction. Les évènements entre parenthèses sont assimilés aux classes et aux magnitudes estimées mais présentent des extensions latérales des dépôts légèrement différentes.

Les mesures des gammes de magnitude pour chaque classe de séisme se font au niveau des groupements de points (traits rouges épais, Figure 9-3, Figure 9-4, Figure 9-5, Figure 9-6) et de la droite vert foncé s'il n'y pas de données provenant de failles inverses (points verts sur Brengman *et al.* (2019), Figure 9-3, Figure 9-4, Figure 9-5, Figure 9-6). Les séismes de classe 1 (Figure 9-3) auraient une magnitude comprise entre 7,6 et 8,4 (d'après la méthode A, pour une longueur de rupture d'environ 180 km) et entre 7,6 et 9,3 (d'après la méthode B, pour une zone de rupture d'environ 21 000 km²). E12, E15 et E50 sont probablement des séismes de classe 1 (Tableau 9-2). La zone de rupture est la plus importante de toutes les classes de séismes car les dépôts sont identifiés de CAS16-42PC à CAS16-38PC. La rupture est représentée « arquée » de façon à ce qu'elle soit en accord avec la courbure de la zone de subduction. Toutes les zones sources de la zone sont donc impactées par la rupture (du nord-est du Banc d'Anguilla à l'Est du banc d'Antigua). Vu la distance séparant les sources (180 km), il est fortement possible que ces séismes aient une magnitude équivalente ou supérieure à 8 (pour une PGA de 0,1 g). Pour rappel, Mw~8 correspond à zone déstabilisée d'environ 100 km. Même si l'épicentre se situait « au milieu » de la zone, la zone minimale déstabilisée serait de 90 km (180/2 km). La localisation de l'épicentre permettrait cependant de mieux quantifier cette classe de séisme. De

plus, l'étendue latérale maximum n'est pas connue (elle pourrait se prolonger de quelques kilomètres au nord-ouest et au sud-est).



Zone sismogène - - - Rupture (L) - - - Zone de rupture (Fault Area)
 Carottes dans lesquelles l'évènement peut être identifié

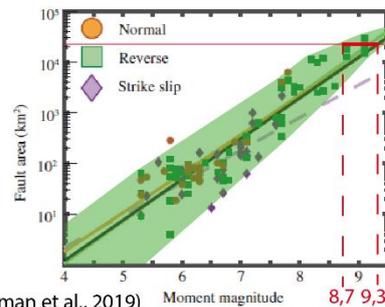


Longueur rupture
180 km

Séisme de Classe 1
 $7,6 < M_{C1} < 9,3$

Ex: Evènement 15
 27 000 - 33 000 ans BP

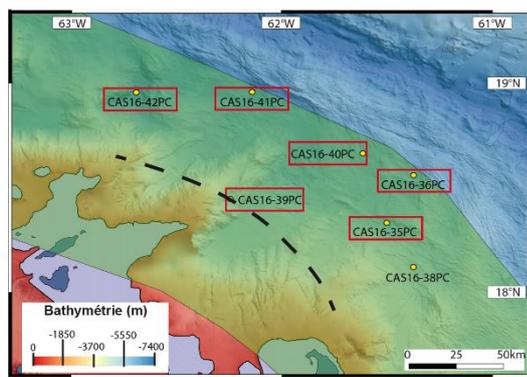
Aire zone de rupture
21 000 km²



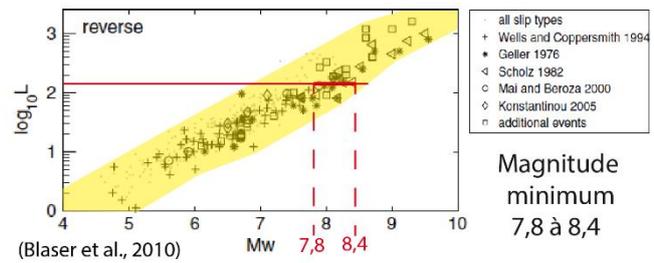
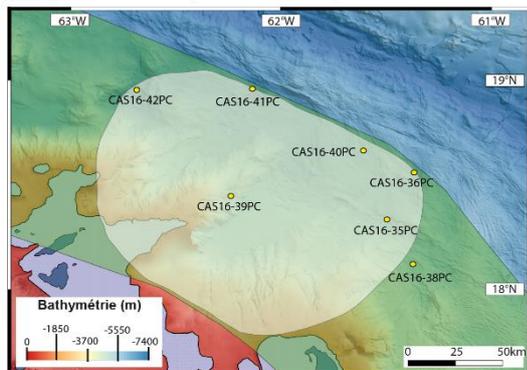
Magnitude maximum
8,7 à 9,3

Figure 9-3 : Magnitude et zone de rupture des séismes de classe 1. Les relations empiriques proviennent de [Blaser et al., 2010](#) et de [Bregman et al., 2019](#). L ([Blaser et al., 2010](#)) est la longueur de la faille et correspond à la longueur de la zone de rupture tandis que fault area ([Bregman et al., 2019](#)) correspond à la surface de la zone de rupture.

Les séismes de classe 2 (Figure 9-4) auraient une magnitude de 7,8 à 8,4 (méthode A, pour une longueur de rupture d'environ 155 km) et de 8,4 à 9,1 (méthode B, pour une zone de rupture d'environ 16 800 km²). Toutes les zones sources de la zone d'étude à part l'Est du banc d'Antigua sont impactées par la rupture. Vu la distance séparant les sources (155 km), il est fortement possible que ces séismes aient une magnitude équivalente ou supérieure à 7 (pour une PGA de 0,1 g). L'étendue latérale est cette-fois limitée au sud-est mais pas au nord-ouest. E58 et E68 sont probablement des séismes de classe 2 (Tableau 9-2).



Zone sismogène
 - - - Rupture (L)
 □ Zone de rupture (Fault Area)
 Carottes dans lesquelles l'évènement peut être identifié

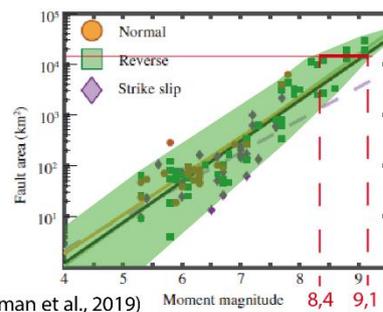


Longueur rupture
155 km

Séisme de Classe 2
 $7,8 < M_{C2} < 9,1$

Aire zone de rupture
 $16\ 800\ \text{km}^2$

Ex: Evènement 58
59 043 - 64 113 ans BP



Magnitude maximum
8,4 à 9,1

Figure 9-4 : Magnitude et zone de rupture des séismes de classe 2. Les relations empiriques proviennent de **Blaser et al., 2010** et de **Brengman et al., 2019**. L (**Blaser et al., 2010**) est la longueur de la faille et correspond à la longueur de la zone de rupture tandis que fault area (**Brengman et al., 2019**) correspond à la surface de la zone de rupture.

Les séismes de classe 3 (**Figure 9-5**) auraient une magnitude de 7,8 à 8,4 (méthode A, pour une longueur de rupture d'environ 145 km) et de 8,1 à 9,1 (méthode B, pour une zone de rupture d'environ $15\ 700\ \text{km}^2$). Le nord-est du banc d'Anguilla et l'Est du banc d'Antigua sont les deux zones non impactées par la rupture. Vu la distance séparant les sources (140 km), il est fortement possible que ces séismes aient une magnitude comprise entre 7 et 8 (pour une PGA de 0,1 g). Les magnitudes maximum de cette classe de séismes seraient donc probablement un peu surévaluées. L'étendue latérale est cette-fois limitée au sud-est et au nord-ouest, ce qui contraint bien l'étendue de la zone déstabilisée. E4 est probablement un séisme de classe 3 (Tableau 9-2).

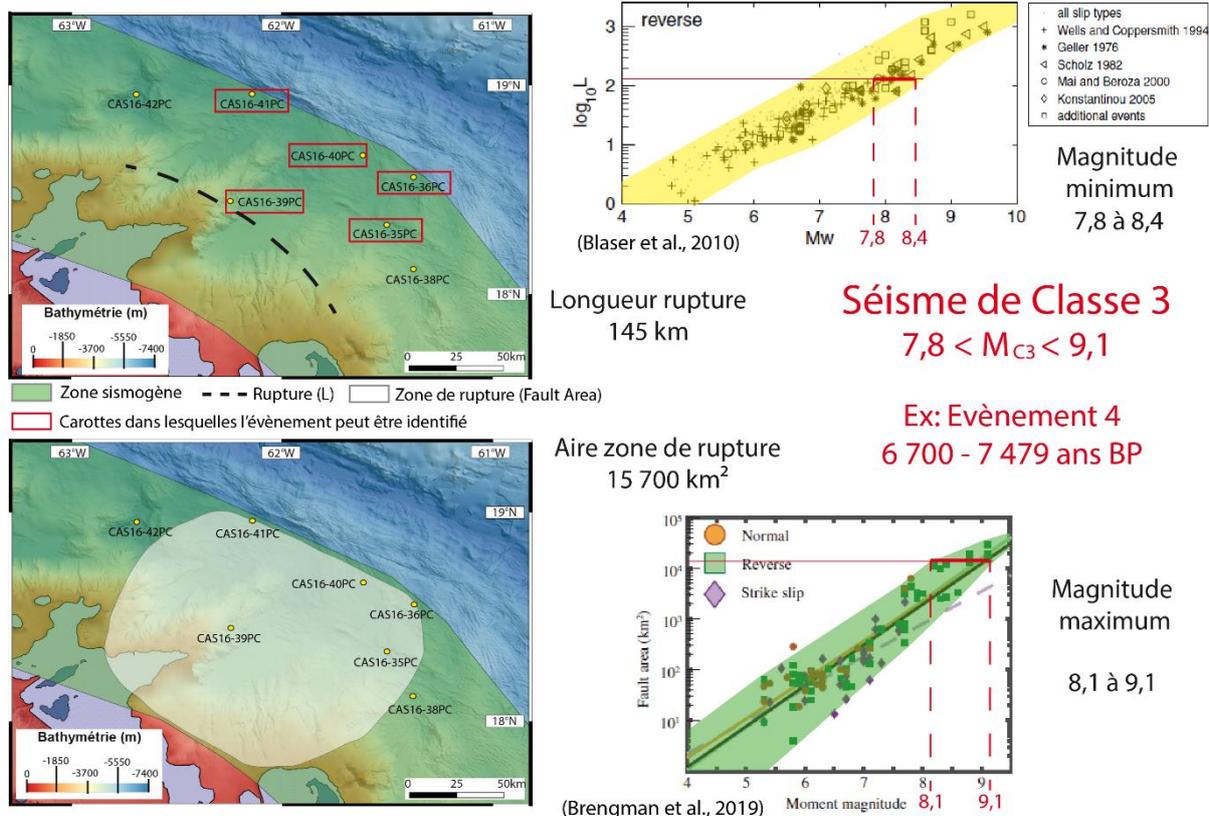


Figure 9-5 : Magnitude et zone de rupture des séismes de classe 3. Les relations empiriques proviennent de [Blaser et al., 2010](#) et de [Brenngman et al., 2019](#). L ([Blaser et al., 2010](#)) est la longueur de la faille et correspond à la longueur de la zone de rupture tandis que fault area ([Brenngman et al., 2019](#)) correspond à la surface de la zone de rupture.

Les séismes de classe 4 (Figure 9-6) auraient une magnitude de 6,7 à 8,2 (méthode A, pour une longueur de rupture d'environ 75 km) et de 7,9 à 8,6 (méthode B, pour une zone de rupture d'environ 9 200 km²). E24 et E57 pourraient être des séismes de classe 4 mais il est peu probable que la magnitude évaluée soit exacte, en raison de nature des dépôts (turbidites, turbidites fines, lamines, turbidites hémipélagiques) laissant supposer peu de transport sédimentaire (Tableau 9-1). Vu la distance séparant les sources (75 km), il est fortement possible que ces séismes aient une magnitude inférieure à 7 (pour une PGA de 0,1 g).

L'établissement des différentes classes de séismes, qui se différencient par l'étendue latérale des dépôts qu'ils ont engendrés, montrent finalement assez peu de différences en termes de magnitudes pour les classes 1, 2 et 3, même si les magnitudes maximum la méthode de [Brenngman et al. \(2019\)](#) sont possiblement surestimées. Pour les séismes de classe 4, on ne peut pas cependant exclure l'hypothèse qu'ils aient été déclenchés par une faille normale structurant les éperons autour de la vallée de St-Barthélémy ([Feuillet et al., 2002](#)). La magnitude obtenue serait ainsi moins élevée (autour des valeurs minimales de la Figure 9-6).

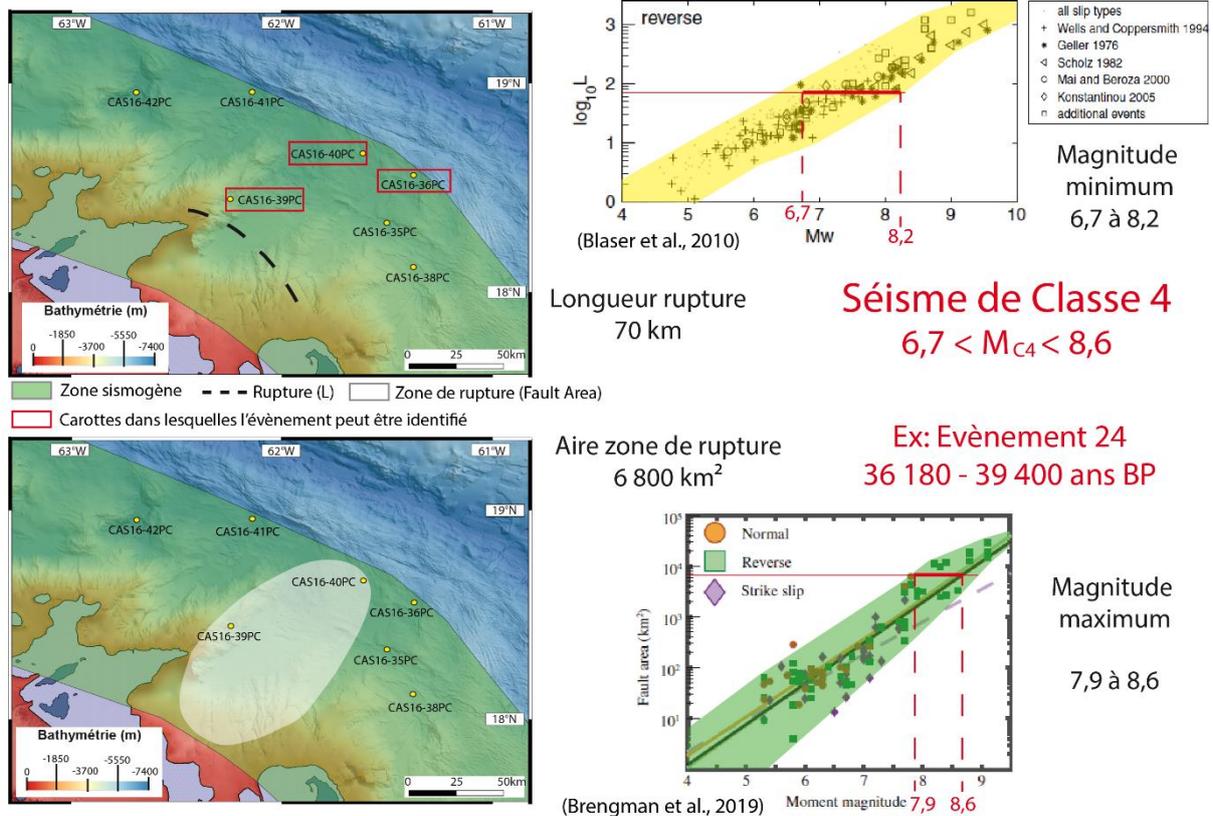


Figure 9-6 : Magnitude et zone de rupture des séismes de classe 4. Les relations empiriques proviennent de [Blaser et al., 2010](#) et de [Bregman et al., 2019](#). L ([Blaser et al., 2010](#)) est la longueur de la faille et correspond à la longueur de la zone de rupture tandis que fault area ([Bregman et al., 2019](#)) correspond à la surface de la zone de rupture.

9.3 Réurrence des évènements sismiques

9.3.1 Réurrence des classes de séismes

Pour rappel, la **réurrence des 81 évènements sismiques est d'environ tous les 1200 ans** mais est très variable. De même, la **réurrence est d'environ tous les 1500 ans** mais très variable si l'on ne prend pas en compte les évènements isolés et les évènements les plus anciens (E69 à E81) uniquement retrouvés dans CAS16-38PC et CAS16-39PC.

Si l'on s'intéresse uniquement aux réurrences des classes de séismes, les séismes de classe 1 se produisent environ tous les 10 200 ans ([Tableau 9-3](#)), les séismes au moins de classe 2 se produisent environ tous les 3 560 ans ([Tableau 9-3](#)), les séismes au moins de classe 3 se produisent environ tous les 2 640 ans ([Tableau 9-3](#)) et les séismes de classe 4 se produisent au moins tous les 2 460 ans ([Tableau 9-3](#)).

Il est cependant important de rappeler que ces magnitudes estimées sont probables pour certains évènements (E4, E12, E15, E50, E58, E68, [Tableau 9-2](#)) en raison de la nature des dépôts identifiés (pour la plupart des *megabeds* ou des turbidites amalgamées) mais demeurent vraisemblablement surestimées pour les autres évènements.

Type de récurrence	Nombre de séisme	Récurrence (ans)
Classe ≥ 1	7	~10 200
Classe ≥ 2	20	~3 560
Classe ≥ 3	27	~2 640
Classe ≥ 4	29	~2 460

Tableau 9-3 : Récurrence des classes de séisme. L'âge maximum pris en compte (~71 200 ans BP) est l'âge de l'évènement sismique le plus ancien (E68) ayant une classe (en l'occurrence une classe 2).

9.3.2 Récurrence des *megabeds*

Les évènements sismiques responsables du dépôt des *megabeds* et donc possiblement des séismes de magnitude élevée pourraient présenter des intervalles de récurrence intéressants. Ainsi, la récurrence des *megabeds* identifiés dans au moins trois carottes a été calculée. Quelques *megabeds* identifiés uniquement dans CAS16-42PC, CAS16-38PC ou CAS16-39PC n'ont donc pas été pris en compte dans ces calculs. De plus, certains *megabeds* sont corrélés à des turbidites carbonatées simples au niveau de CAS16-42PC et CAS16-39PC qui présentent toutes les deux un contexte tectonique particulier (bassin de Malliwana/failles de l'extension orientale du Passage d'Anegada et bassin de l'éperon de Tintamarre/failles dans l'éperon).

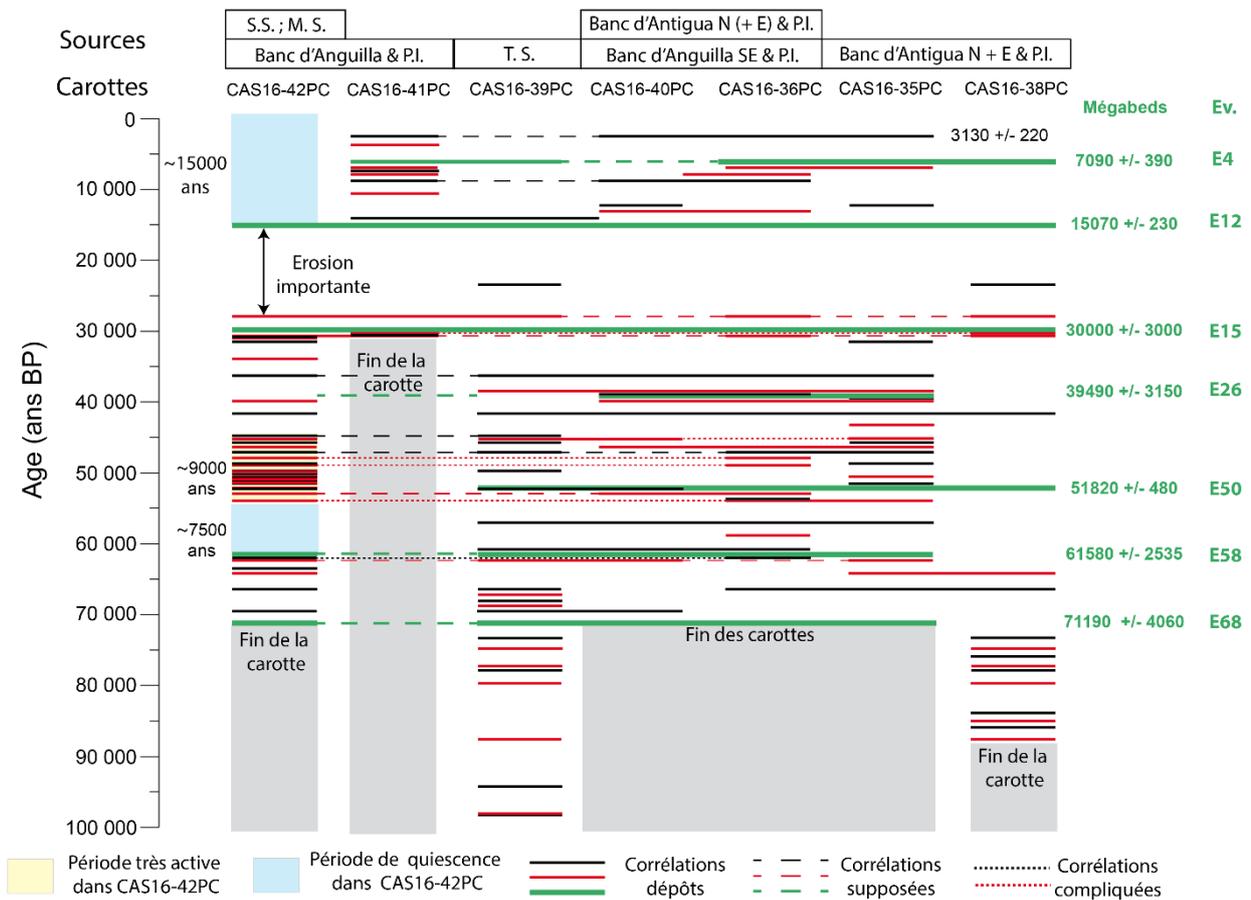


Figure 9-7 : Corrélation des turbidites dans tous les évènements sismiques. Les dates des évènements présentant au moins trois mégabeds sont indiquées en vert. Les corrélations supposées correspondent à des corrélations où le dépôt n'est pas identifié dans une carotte alors que d'autres carottes indiquent que sa ou ses sources ont dû être déstabilisées. Les corrélations compliquées correspondent à des dépôts corrélés entre deux carottes lointaines. MS : Malliwana Spur, PI : Pente insulaire, SS : Sombrero Saddle, TS : Tintamarre Spur.

Les évènements sismiques corrélant au moins trois *mégabeds* sont les évènements E4, E12, E15, E26, E50, E58 et E68 (Figure 9-7). Mis à part E26, tous ces évènements correspondent à une classe de séisme dont la magnitude mesurée est probable (Tableau 9-1). E26 pourrait cependant correspondre à un séisme de classe 3 s'il avait été identifié dans CAS16-41PC dont l'enregistrement paléosismique s'arrête au-delà de l'évènement E18. Parmi les autres évènements, E12, E15 et E50 sont des séismes de classe 1 ayant une magnitude comprise entre 7,6 et 9,3 ; E58 et E68 sont des séismes de classe 2 et E4 – et donc possiblement E26 – est un séisme de classe 3 ayant une magnitude comprise entre 7,8 et 9,1. La récurrence de ces évènements est très intéressante et montre deux tendances différentes (Tableau 9-3, Figure 9-8) :

- Récurrence de 9420 ans +/- 600 ans entre E4/E12, E15/E26, E50/E58 et E58/E68 [1]
- Récurrence de 13630 ans +/- 1300 ans entre E12/E15 et E26/E50 [2]

Evènements	Classes de séismes	Carottes sédimentaires							Médiane (ans BP)	Incertitude (ans BP)	Récurrences (ans)
		42PC	41PC	39PC	40PC	36PC	35PC	38PC			
E4	3		MB2			MB1	MB1		7090	390	8838
E12	1	D1	MB4	D2	MB1	MB2	MB2	MB2	15069	230	14931
E15	1	MB1	MB6	D5	MB2	MB3	MB3	D6	30000	3000	9490
E26	3 ou 4				MB3	MB4	MB4		39490	3150	12334
E50	1	MB5		D14	MB4	MB5	MB5	D10	51824	480	9754
E58	2	MB6		D17	MB5	MB6	MB6		61578	2535	9609
E68	2	MB8		MB1	MB6	MB7	MB7		71188	4062	?

Tableau 9-4 : Classe, médiane et incertitude des évènements sismiques responsables du dépôt des megabeds. Les évènements en jaune sont corrélés sur trois carottes, en orange sur cinq carottes, en bleu sur six carottes et en gris sur sept carottes. Les récurrences affichées sont calculées entre deux évènements successifs, peu importe leur classe (ex : 8 838 ans correspond à l'intervalle de temps entre E4 et E12). MB = Megabed, D= Dépôt.

Ces deux récurrences sont d'ailleurs alternées depuis E58 (récurrences [1] puis [2] puis [1] puis [2] puis [1], Tableau 9-3, Figure 9-8) ce qui pourrait laisser supposer qu'un *megabed* devrait se déposer dans environ 5000 ans si ce cycle se répète. Cependant, si le cycle est identique à celui entre les évènements E58/E68 et E50/E58 (récurrence [1]), il serait probable qu'un *megabed* se dépose dans un futur proche (~500-600 ans). Cependant, le *megabed* en question pourrait correspondre à E1, qui s'est produit il y a environ 3 130 ans BP +/- 220 ans BP, ce qui donnerait un cycle réduit d'à peine 4 000 ans entre E1 et E4. L'âge de cet évènement n'est toutefois pas parfaitement défini car il n'a été calculé que sur une carotte (CAS16-36PC) et correspond au dépôt sommital dans les quatre carottes dans lequel il a été identifié (CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-40PC et CAS16-41PC). Ce dépôt sommital a donc pu être perturbé par de l'injection de sable lors du carottage.

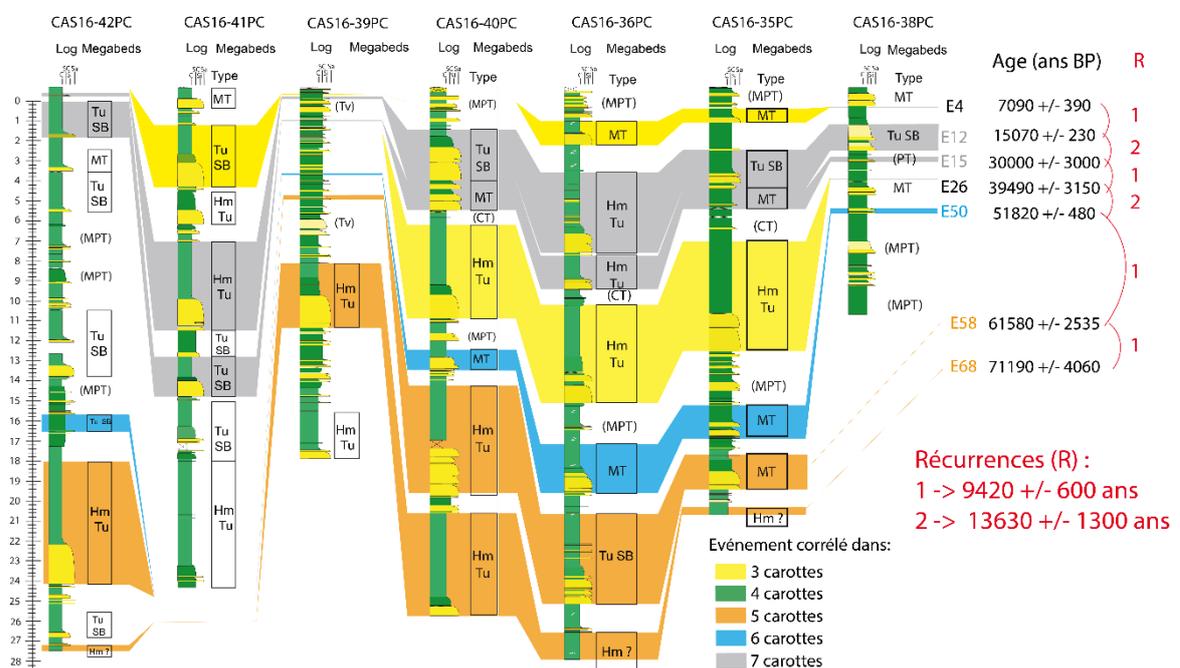


Figure 9-8 : Corrélation des dépôts sédimentaires identifiés pour les sept évènements sismiques majeurs de la zone d'étude. . Les évènements en jaune sont corrélés sur trois carottes, en orange sur cinq carottes, en bleu sur six carottes et en gris sur sept carottes. Les récurrences affichées sont calculées entre deux évènements successifs, peu importe leur classe (ex : 8 838 ans correspond à l'intervalle de temps entre E4 et E12).

9.3.3 Spécificités dans l'enregistrement du bassin de Malliwana (CAS16-42PC)

CAS16-42PC n'enregistre pas de dépôts pendant environ 15 000 ans à son sommet (Figure 9-7). Trois hypothèses peuvent expliquer ce « manque ». La première part du principe que les réserves sédimentaires sont épuisées : il n'y aurait donc plus (ou très peu) de sédiment remobilisable par des évènements extrêmes. De plus, les transferts plateforme-bassin de Malliwana sont assez limités. Les faibles taux de sédimentations dans la zone rendent cette hypothèse peu plausible car l'accumulation sédimentaire profonde est donc peu importante. De plus, de nombreux dépôts sont identifiables entre 200 et 250 cm d'hémipélagique cumulé (entre les lignes isochrones 8E et 9F, Figure 8-11), ce qui prouve que les réserves sédimentaires sont suffisantes pour alimenter des dépôts relativement peu espacés dans le temps. La seconde hypothèse pourrait provenir d'une absence de sismicité au niveau des nombreuses failles structurant le bassin de Malliwana. Celui-ci se situe en effet dans l'extension Est du Passage d'Anegada, reliant le Passage d'Anegada à la faille de Bunce. Ce système, composé de failles transformantes en échelon et de bassins en pull-appart (Laurencin *et al.*, 2018), pourrait accommoder une partie de l'énergie liée à la convergence (Laurencin, 2017). Dans le cas de cette dernière hypothèse, on pourrait s'attendre à ce que la région de Malliwana subisse un séisme assez important dans l'avenir, sauf si l'énergie est évacuée dans d'autres parties de l'extension orientale du Passage d'Anegada.

Une autre zone de 7500 ans de quiescence sismique peut également être identifiée vers 60 000 ans, et est suivie par une période très active de 9000 ans (Figure 9-7) pendant laquelle 23 turbidites se sont déposées (donc une récurrence d'environ 1 turbidite tous les 390 ans). Ces périodes de quiescence et d'activité n'étant observables que sur CAS16-42PC, il est donc très probable qu'elle soit influencée par un facteur sismique local entraînant des déstabilisations sur la pente insulaire nord-est du banc d'Anguilla mais aussi au niveau de l'éperon de Malliwana (MS, Figure 9-7, Figure 9-9) ou du *sombrero saddle* (SS, Figure 9-7, Figure 9-9).

Une troisième hypothèse pourrait être la présence de séismes de magnitude relativement importante mais éloignés des sources de l'arc. Ce site est assez proche de la fosse (~60 km, Figure 9-9) et il pourrait effectivement enregistrer des séismes reliés au ploiement du panneau plongeant. En effet, de nombreuses failles normales sont visibles sur la plaque plongeante (Figure 9-9) (Laurencin, 2016). Même si la sismicité y est en général de magnitude modérée, plusieurs exemples historiques témoignent de magnitudes > 8, le dernier en date étant un le séisme de Samoa de 2009 de magnitude

8,1 (Lay *et al.*, 2010). Contrairement aux autres sites distaux dans le bassin d'avant-arc (pour les carottes CAS16-41PC, CAS16-40PC et CAS16-36PC), le bassin de Malliwana est ceinturé par des reliefs pouvant atteindre 1000 m (ex : *sombrero saddle*, Figure 9-8) et ainsi servir de sources pour des déstabilisations. A titre d'exemple, des séismes de magnitude 6,0 et 7,5 généreraient une accélération suffisante (PGA de 0,1 g) à la liquéfaction et la déstabilisation des sédiments à des distances respectives d'environ 40 à 100 km (Ratzov *et al.*, 2015), compatible avec l'éloignement des failles de ploiement (ou de *bending*).

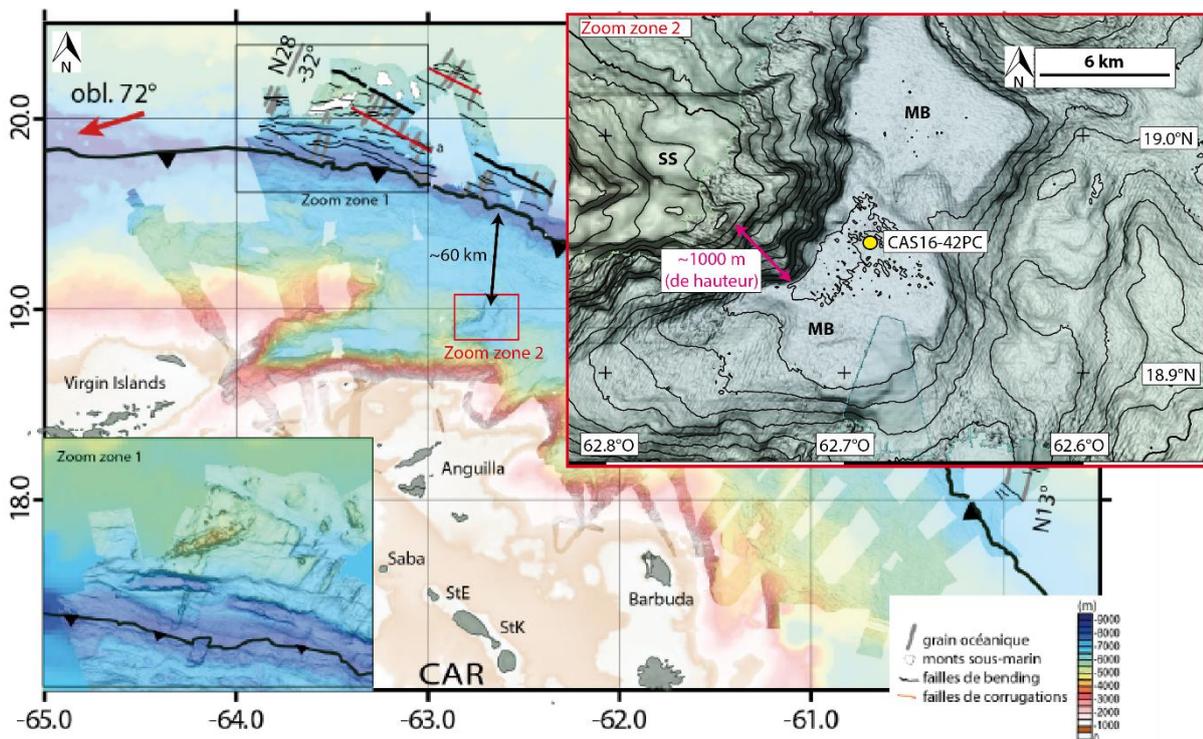


Figure 9-8: Failles de ploiement (ou de *bending*) sur la plaque plongeante et zoom sur le bassin de Malliwana (modifié d'après Laurencin, 2016). Les failles de *bending* sont tracées en noir et parallèles au front de subduction. MB : Malliwana Basin, SS : Sombrero Saddle.

9.4 Discussion : Sismicité des segments adjacents de l'arc volcanique

Des études de paléosismicité ont été réalisées dans trois zones adjacentes de l'arc :

- Segment Hispaniola-île Vierges (ten Brink *et al.*, 2011; Bakun *et al.*, 2012) : études historiques de l'activité sismique récente (1500 – 2010)
- Segment Nevis-Montserrat (Beck *et al.*, 2012) : étude de paléosismologie basée sur des carottes sédimentaires et du remplissage co-sismique d'un bassin bordé par une faille.
- Segment Antigua-Guadeloupe (Seibert, 2019) : étude de paléosismologie marine basée sur la corrélation de turbidites dans des carottes sédimentaires.

Les études du segment Hispaniola-îles Vierges se basent sur l'activité de systèmes de failles continentales comme *Enriquillo fault* ou *Septentrional fault* (Figure 9-10) sur les 500 dernières années (ten Brink et al., 2011; Bakun et al., 2012).

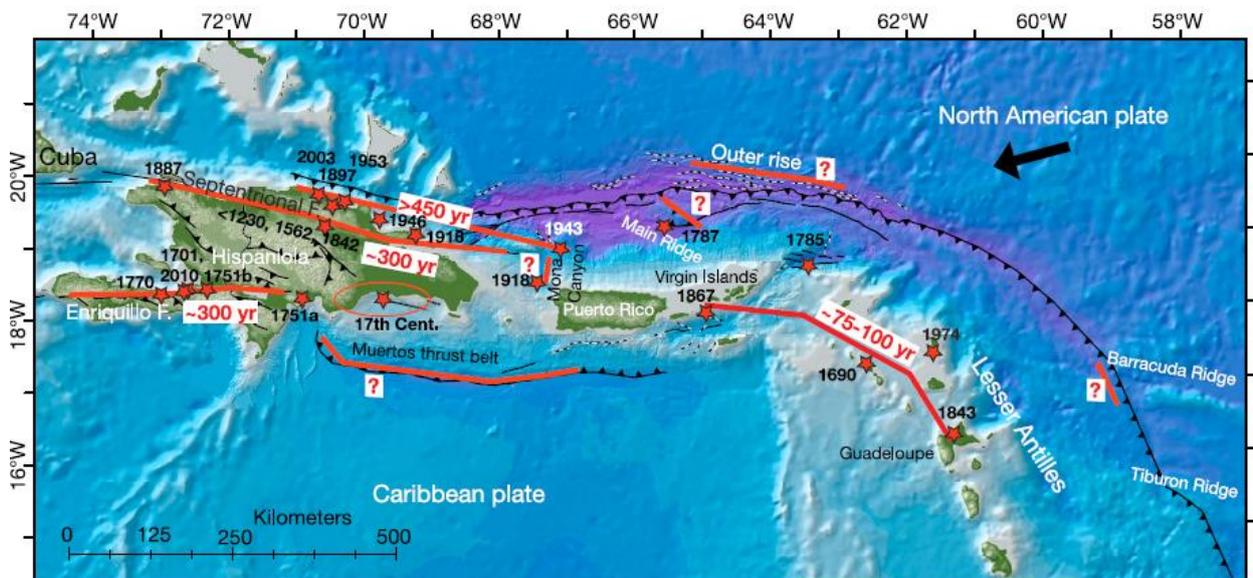


Figure 9-9 : Réurrence sismique de segments de failles du segment Hispaniola -Petites Antilles (ten Brink et al., 2011)

La subduction dans cette zone est pratiquement sub-parallèle. Les seuls séismes de subduction dans cette étude sont localisés au niveau d'un système de faille longeant Hispaniola jusqu'au nord-ouest de Puerto Rico et ont une récurrence supérieure à 450 ans. Ce système de faille est situé à plus de 300 km de la zone d'étude. La complexité structurale entre Hispaniola et la zone d'étude implique qu'il est nettement improbable que les séismes de subduction de cette zone puissent être les mêmes que ceux de la zone Nord des Petites Antilles. Même le séisme des îles Vierges de 1867, qui a causé un tsunami dévastateur (Zahibo et al., 2003), est lié à l'activité des systèmes de failles de l'arc interne (Figure 9-10) et n'a sans doute pas été responsable d'un dépôt dans le bassin d'avant-arc du segment Nord des Petites Antilles.

L'étude du segment Nevis-Montserrat (Beck et al., 2012) démontre l'occurrence de cinq évènements sismiques majeurs sur les derniers 34 000 ans, dont le dernier est probablement le séisme de Mw de 7,4 qui s'est produit le 8 octobre 1974 au large de Redonda. Cet évènement n'est pas corrélable (trop récent) à ceux identifiés dans la zone d'étude. Ces cinq évènements ont été uniquement identifiés par la géométrie de dépôts co-sismiques dans un bassin bordé par une faille à proximité de Nevis (Figure 9-11). Les séismes de cette zone sont donc liés à l'activité sismique de l'arc volcanique interne, ce sont donc des séismes intraplaques et non pas des séismes de subduction. Il est peu probable que des séismes de cette zone, située au minimum à 100km des sources de la zone d'étude, aient engendrés des déstabilisations gravitaires dans la zone d'étude, à moins que cela se

évènements pourraient se corréliser entre les deux zones. Mais la répartition des dépôts dans les carottes n'est pas identique pour tous les évènements. En fonction de la répartition des dépôts dans les carottes des deux zones pour un évènement corrélé temporellement, cinq probabilités de corrélation robuste des évènements à travers les deux zones d'études ont été établies (Tableau 9-5) :

-Probabilité 1 : l'évènement est identifié dans plusieurs carottes (au moins cinq) de la zone Nord dont CAS16-35PC et CAS16-38PC. Il doit aussi être identifié dans CAS16-31PC (E3) ou CAS16-07PC (E15, E29, E63) (Tableau 9-5).

-Probabilité 2 : l'évènement est identifié dans au moins quatre carottes de la zone Nord dont CAS16-38PC (mais pas CAS16-35PC) et dans CAS1607PC ou CAS16-31PC (qui n'enregistre plus d'évènements après 8 100 ans BP). Les évènements concernés sont E1, E13, E14, E71 et E74 (Tableau 9-5).

-Probabilité 3 : l'évènement est identifié dans au moins trois carottes de la zone Nord dont CAS16-35PC (mais pas CAS16-38PC) et dans CAS1607PC ou CAS16-31PC (qui n'enregistre plus d'évènements après 8 100 ans BP). Les évènements concernés sont E4, E24, E26, E34, E68 et E77 (Tableau 9-5).

-Probabilité 4 : l'évènement est identifié dans CAS16-35PC (mais pas CAS16-38PC) et possiblement dans CAS16-07PC (corrélacion temporelle incertaine, Seibert, 2019) et d'autres carottes de la zones Antigua-Guadeloupe. Les évènements concernés sont E23, E37 et E54 (Tableau 9-5).

-Probabilité 5 : l'évènement est identifié dans CAS16-35PC ou CAS16-38PC mais pas dans CAS16-07PC. Les évènements concernés sont E30, E32, E55 et E70 (Tableau 9-5).

L'absence de dépôts plus anciens que 8 100 ans BP dans CAS16-31PC permet cependant de supposer que certains évènements pourraient avoir une probabilité de corrélation entre les deux zones plus importantes (astérisques, Tableau 9-5).

Cette thèse					(Seibert, 2019)					Probabilité de corrélation
N° Ev.	Age (ans BP)		Dépôts		N° Ev.	Age (ans BP)		Dépôts		
	Mix	Max	CAS16-35PC	CAS16-38PC		Min	Max	CAS16-07PC	CAS16-31PC	
E1	2910	3350	D1		MM1 - M1	2314	2519	T1	T1	2
E3	5863	6600	D2	D1-MB1	--	5431	6702		T7-MB2	1
E4	6700	7479	D3 -MB1		--	6907	8106		T8/T9-MB3	3
E13	21412	25941		D3	M6	24975	28395	T24	Fin de la carotte	2
E14	25324	30882		D4	M7	26081	27943	T25/T27		2
E15	27000	33000	D7-MB3	D5	M8	28237	31405	T28		1
E23	34688	37800	D9		M10	34232	34865	T32		4*
E24	36180	39400	D10		M11	37466	37889	T33		3
E26	36340	42640	D11-MB4		M13	38382	40322	T35		3
E29	40133	43600	D13	D8-MB3	M14	39534	43442	T36		1
E30	40933	45860	D14		D3	40551	44934			5*
E32	42174	45292	D15		M15	41934	46382			5*
E34	43739	48920	D17		M16	44982	48963	T37		3
E37	45646	52167	D19		M17	47583	49988	T38		4*
E54	50077	58180	D23		M18	51954	58134	T39		4*
E55	55442	60756	D24		D5	54775	60777			5*
E63	63863	69267	D28	D11	MM3 - M19	61150	66895	T40		1
E68	67126	75250	D29		M20	67117	77412	T41		3
E70	72630	77310	Fin de la carotte	D13	D8	70753	82538			5*
E71	73771	78429		D14	M21	71963	80915	T42		2*
E74	77800	81886		D17	M22	76227	82298	T43		2*
E77	84165	88040		D20	M23	79588	94343	T44		3*

Tableau 9-5 : Corrélation entre les évènements sismiques identifiés dans cette thèse et ceux identifiés par **Seibert, 2019**. Les évènements soulignés et en gras sont ceux qui ont le plus de probabilité d'être corrélés entre les deux zones d'études. Pour les carottes de la zone Nord (cette thèse): les évènements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les dépôts soulignés correspondent aux marqueurs stratigraphiques. Les astérisques indiquent que la probabilité de corrélation pourrait être supérieure si l'évènement était retrouvé dans CAS16-31PC ou CAS16-35PC. E : évènement, M : margin event, MB : megabed, MM : major margin event, T : turbidite

Les évènements dont la corrélation est très probable (probabilité 1) sont assez souvent illustrés par des *megabeds* (dans E3, E15 et E29). E63 est pour sa part corrélé au MM3 (*major margin event 3*, **Seibert, 2019**) qui correspondrait à un évènement sismique majeur dans le segment Antigua-Guadeloupe responsable du dépôt de complexes HmTu. Ces quatre évènements sont donc considérés comme des « Méga-évènements » dont les limites d'âges sont fixées en employant la méthode présentée sur la **Figure 8-11**. ME1 s'est donc produit entre 5863 et 6600 ans BP, ME2 s'est produit entre 28237 et 31405 ans BP, ME3 s'est produit entre 40133 et 43442 ans BP et ME4 s'est produit entre 63863 et 66895 ans BP. Parmi ces méga-évènements, ME2 (en orange, **Tableau 9-6**) et ME4 (en rouge, **Tableau 9-6**) sont assez typiques car ils sont respectivement responsables du dépôt de nombreux *megabeds* dans les segments Anguilla-Barbuda et Antigua-Guadeloupe ; tandis que ME1 et ME3 ne sont responsable du dépôt que d'un ou deux *megabeds*.

Méga-Events	Age (ans BP)		Cette thèse						
	Min	Max	42PC	41PC	39PC	40PC	36PC	35PC	38PC
ME1	5863	6600		Turbidite fine	Turbidite		Turbidite fine	Turbidite fine	MT (MB1)
ME2	28237	31405	TuSB (MB1)	TuSB (MB6)	Turbidite	MT (MB2)	HmTu (MB3)	TuSB (MB3)	PT
ME3	40133	43442	Lamine	<i>Fin de la carotte</i>	Lamine	Lamines	Hpturbidite	Turbidite fine	MPT (MB3)
ME4	63863	66895	TuSB (MB7)		Turbidite		MPT	MPT	MPT
Méga-Events	Age (ans BP)		Seibert, 2019						
	Min	Max	31PC	07PC	14PC	06PC	04PC	01PC	
ME1	5863	6600	HmTu (MB3)						
ME2	28237	31405	<i>Fin de la carotte</i>	Turbidite		Turbidite	Turbidite	Turbidites fines	
ME3	40133	43442		Turbidite	Turbidite	Turbidite	Turbidite		
ME4	63863	66895		Turbidite	HmTu (MB4)	HmTu (MB3)	HmTu (MB3)	Turbidites	

Tableau 9-6 : Age minimum et maximum des évènements et dépôts associés dans les carottes sédimentaires des segments Anguilla-Barbuda et Antigua-Guadeloupe (**Seibert, 2019**).

En prenant les médianes de chaque méga-évènement, les récurrences calculées entre chaque méga-évènement sont d'environ 23 590 ans (entre ME1 et ME2 et entre ME3 et ME4) et 11 970 ans (entre ME2 et ME3). Comme dans le **chapitre 9.3.2**, deux récurrences différentes sont identifiées. Mais dans le cas des quatre ME, la récurrence « longue » est identique tandis que la récurrence « courte » correspond à peu près à la moitié de la récurrence « longue ». De plus, un cinquième méga-évènement (ME5 ?) pourrait être identifié dans ces carottes. En effet, les évènements E71 et E74 de la zone Anguilla-Barbuda ont une probabilité de 2 d'être respectivement corrélés avec M21 et M22, sachant que les enregistrements sédimentaires de deux carottes déterminantes (CAS16-35PC et CAS16-31PC) et de quatre autres carottes du segment Anguilla-Barbuda (CAS16-42PC, CAS16-41PC, CAS16-40PC et CAS16-36PC) ne sont pas suffisamment longs ou vieux afin de pouvoir enregistrer ces évènements. Il

est donc possible que ces événements aient déclenchés des courants gravitaires qui n'ont pas été atteints lors des opérations de carottage. Avec des âges médians de 76 100 ans BP +/- 4 656 ans BP (pour E71) et 79 843 ans BP +/- 4084 ans BP (pour E74), les récurrences respectivement obtenues seraient de 10 720 ans et 14 460 ans, ce qui se rapproche de 11 970 ans. Que ce soit pour E71 ou E74, les dépôts identifiés dans les carottes ne sont pas des *megabeds*, ce qui pourrait supposer que ME5? est similaire à ME3 et ME1 dans le sens où il n'est identifié que par peu ou pas de *megabeds*.

Les magnitudes estimées pour les séismes qui se sont produits lors d'E15 (ME2), E29 (ME3) et E63 (ME4) sont comprises entre 7,6 et 9,3 car les séismes sont de classes 1 (même si cette magnitude est moins probable pour E29 et E63, [Tableau 9-1](#)). En prenant compte la répartition des méga-événements, et donc une zone de rupture co-sismique supérieure, ces magnitudes peuvent évoluer. Pour une zone de rupture d'environ 400 km ([Figure 9-11](#), [Tableau 9-6](#)), qui correspond à la distance entre les sources des carottes CAS16-42PC à CAS16-01PC, les magnitudes obtenues via les relations empiriques ([Blaser et al., 2010](#); [Bregman et al., 2019](#)) varient de 7,9 à 9,1 ([Figure 9-12](#)) avec cependant une magnitude probable $\geq 8,5$. Le calcul de l'aire de la zone de rupture, qui donne normalement des gammes de magnitude maximale, n'est pas possible car les extensions de la zone sismogène au niveau du segment Antigua-Guadeloupe n'est pas bien contrainte. En effet, dans cette zone, le prisme d'accrétion s'élargit drastiquement, et une rupture co-sismique sous le prisme et atteignant la fosse comme dans le cas du séisme de Tohoku 2011 ([Simons et al., 2011](#)) ne peut être écartée, impliquant de fait une magnitude supérieure, peut être ≥ 9 .

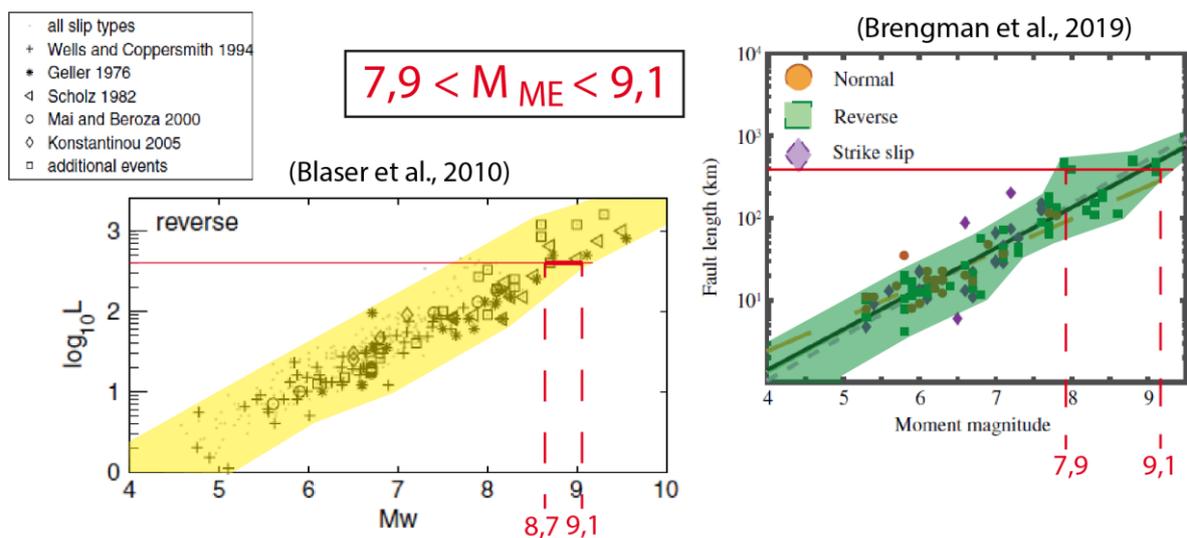


Figure 9-11 : Etablissement de la magnitude d'un méga-événement à partir de relations empiriques ([Blaser et al., 2010](#); [Bregman et al., 2019](#)).

Une deuxième hypothèse serait que ces dépôts proviennent de deux séismes très proches dans le temps. Dans ce cas-là, la rupture co-sismique se produisant lors du séisme aurait transmis une partie de la contrainte de Coulomb au segment adjacent du *megathrust*, et ainsi rapproché le niveau de

contraintes du seuil de rupture et précipité le séisme suivant (King *et al.*, 1994). Ce genre de mécanisme s'est probablement produit aux Petites Antilles lors des événements de 1839 et 1843 (Feuillet *et al.*, 2011) mais aussi dans d'autres zones actives comme au niveau de la faille Nord-Anatolienne (Stein *et al.*, 1997; Hubert-Ferrari *et al.*, 2000) et des zones de subduction de Sumatra (Lay *et al.*, 2005) et Equateur/Colombie (Kanamori & McNally, 1982; Beck & Ruff, 1984; Swenson & Beck, 1996). Si la rupture est moins longue (que 400 km, Figure 9-11), on pourrait s'attendre que les magnitudes de ces séismes soient inférieures. Cependant, ces mécanismes de transmission de contraintes se sont produits pour des séismes de magnitude élevées à très élevées : $M_w \sim 8$ (1839) puis $M_w \sim 8,5$ (1843) pour la Guadeloupe (Feuillet *et al.*, 2011); $9,1 \leq M_w \leq 9,3$ (2004) puis $M_w \sim 8,7$ (2005) pour Sumatra (Lay *et al.*, 2005) et $M_w \sim 8,8$ (1906), $M_w \sim 7,8$ (1942), $M_w \sim 7,7$ (1958) et $M_w \sim 8,2$ (1979) pour la zone Equateur/Colombie (Kelleher, 1972; Kanamori & McNally, 1982; Beck & Ruff, 1984; Swenson & Beck, 1996).

10 Synthèse et perspectives

10.1 Synthèse

10.1.1 Rappel de la problématique

L'objectif principal de cette thèse est d'arriver à mieux caractériser les aléas sismiques au niveau de la zone Nord des Petites Antilles (segment Sombrero-Barbuda). Au niveau de cette zone, la plaque Nord-Amérique entre en subduction à une vitesse d'environ 2 cm/an dans une direction $\sim N^{\circ}254$ (DeMets *et al.*, 2000; Smithe *et al.*, 2015). L'étude de la sismicité sur les cent dernières années montre que cette zone présente en effet un « gap sismique ». Cela pourrait simplement s'expliquer par le fait que la récurrence sismique dans cette zone est supérieure à la centaine d'années. À l'inverse, les segments adjacents ont subi d'importants séismes, comme le Mw 7,5 des îles Vierges (1867), le Mw 8 de la Martinique (1839) ou le Mw 8,5 de la Guadeloupe (1843). Ces deux derniers séismes sont d'ailleurs les seuls à être considérés par certains auteurs comme des séismes majeurs ayant rompu l'interface de subduction (Feuillet *et al.*, 2011; ten Brink *et al.*, 2011).

Le segment Sombrero-Barbuda est délimité au nord-ouest par le Passage d'Anegada et au sud-est par la ride de Barracuda. Il se situe au niveau de la zone où la courbure du front de subduction varie le plus, l'obliquité étant de 16° au large de Barbuda, 49° au large d'Anguilla et 72° au large des îles Vierge. Dans ce segment, le couplage est évalué de faible à modéré (Manaker *et al.*, 2008) et l'accumulation des contraintes est supposée insuffisante pour générer des méga-séismes (Smithe *et al.*, 2015 ; Manaker *et al.*, 2008). De plus, la rugosité modérée du segment îles Vierges-Barbuda (Lallemand *et al.*, 2018) impliquerait une récurrence relativement faible concernant les méga-séismes (van Rijnsingen *et al.*, 2018). Elle serait d'environ tous les 2000 ans (Smithe *et al.*, 2015), voire 3500 ans.

Afin de mieux caractériser les aléas sismiques du segment Sombrero-Barbuda, une approche de paléosismologie marine basée sur l'enregistrement de dépôts sédimentaires marins co-sismiques a été initiée. Cette approche se base sur la corrélation de turbidites identifiées dans des systèmes sédimentaires indépendants. Les séismes peuvent en effet déstabiliser des pentes sur des distances très importantes, entraînant de nombreuses déstabilisations au niveau des pentes continentales ou insulaires et donc de nombreux courants gravitaires dans des systèmes sédimentaires indépendants. Cette approche a été réalisée en quatre étapes à l'aide de nombreuses données géophysiques et sédimentologiques collectées durant les campagnes CASEIS (Feuillet, 2016) et ANTITHESIS (Marcaillou & Klingelhoefer, 2013, 2016):

1) Caractérisation des sources et des axes de transfert sédimentaire dans la zone Barbuda-Sombrero en utilisant principalement les données géophysiques (bathymétrie, réflectivité) et réalisation d'une carte morphosédimentaire

2) Caractérisation des faciès sédimentaires et identifications de dépôts ou séquences de dépôts allochtones

3) Etablissement du cadre chronostratigraphique et identification des dépôts co-sismiques

4) Détermination du potentiel sismogène de la zone et des zones adjacentes

10.1.2 Caractérisation des sources et des axes de transfert sédimentaire

La caractérisation des systèmes sédimentaires depuis les plateformes carbonatées jusqu'à l'océan profond se base principalement sur des données géophysiques (bathymétrie, réflectivité, sismique HR et THR) acquises pendant les campagnes ANTITHESIS et CASEIS, mais également sur les données issues des sept carottes sédimentaires de la campagne CASEIS. Ces dernières, de type piston, ont été prélevées à des profondeurs allant de 4600 à près de 6900 m et mesurent de 11,4 à 28,6 m.

L'étude des différents domaines du segment Nord des Petites Antilles à l'aide des données géophysiques montre que ce dernier est composé (d'ouest en est) :

-des îles septentrionales de l'arc interne actif (Saba, St Eustache, St Kitts, Nevis),

-du bassin de Kalinago (d'environ 800 m de profondeur),

-de plateformes carbonatées (Antigua et Anguilla) peu profondes (< 200 m) composant l'arc externe carbonaté et reposant sur un socle volcanoclastique. Les principales îles du banc d'Anguilla sont Anguilla, St Martin et St Barthélémy tandis que celles du banc d'Antigua sont Antigua et Barbuda. Des récifs coralliens peuvent également être identifiés au nord-est de l'île de Barbuda,

-d'une pente insulaire souvent très raides (jusqu'à 15°) allant de 200 à 5000 m de profondeur. Elle est composée d'une succession d'escarpements (Sombrero), de vallées (Anguilla, St Barthélémy, Antigua) et d'éperons (Malliwana, Anguilla, Tintamarre, Barbuda) très probablement structurés par des failles normales. De nombreux canyons et des *gullies* incisent ces structures et donnent des indications sur les modes de transfert sédimentaire entre la plateforme et l'océan profond.

-d'un bassin d'avant-arc composé de structures particulières telles que des bassins profonds (jusqu'à 7000 m) de Sombrero et de Malliwana, des petits bassins profonds, des bombements ou des escarpements de failles. Malgré la présence de nombreux canyons incisant la pente insulaire, aucun système de chenal-levée n'est identifié dans le bassin d'avant-arc.

- d'un prisme d'accrétion peu épais (20 à 30 km) comparé à son extension latérale dans le sud de la zone (près de 250 km). Le prisme est en partie séparé du bassin d'avant-arc par la faille transformante de Bunce jusqu'à ce que celle-ci s'anastomose sous le prisme au large de l'éperon de Barbuda.
- de la fosse, d'une profondeur moyenne de 7000 m.

La réalisation d'une carte morphosédimentaire permet de mettre en évidence les zones de transfert sédimentaire au niveau de la pente insulaire. Plusieurs types de systèmes sédimentaires sont ainsi identifiés :

- un système essentiellement volcanoclastique (l'escarpement de Sombrero) qui est déconnecté des apports carbonatés de la plateforme d'Anguilla. La plupart des canyons sont confinés dans la pente, les transferts se font donc par érosion régressive des canyons au niveau du socle volcanoclastique. Les autres dépôts de nature volcanoclastique proviennent des îles volcaniques de l'arc interne et se concentrent dans le bassin de Kalinago.

- des systèmes mixtes à dominance carbonatée, qui correspondent aux bordures « sous le vent » des plateformes carbonatées (bordures ouest à bordures nord). Le transfert de matériel carbonaté s'effectue par débordement sédimentaire initié par les courants marins peu profonds SE-NO au niveau des bancs d'Anguilla et d'Antigua. Ces transferts semblent importants au niveau de la vallée d'Anguilla qui présente une pente très raide dans la continuité de la pente insulaire. A l'inverse, ces transferts semblent peu importants au niveau de la vallée de St Barthélémy, sans doute en raison d'une pente moins raide pouvant piéger ces apports.

- des systèmes sédimentaires mixtes qui correspondent aux bordures « face au vent » des plateformes carbonatées (bordures sud-est). Dans ces systèmes, les mécanismes principaux de transferts sont associés à de la déstabilisation de pente et de l'érosion régressive.

L'analyse du contenu de ces turbidites (foraminifères planctoniques, fragments de coquilles, ptéropodes) dans les sept carottes du segment Sombrero-Barbuda démontre une nature des sources très carbonatée et relativement peu profonde (< 3000 m), justifiant l'occurrence de transports sédimentaires depuis les plateformes carbonatées jusqu'à l'océan profond malgré l'absence de systèmes chenal-levées dans le bassin d'avant-arc. Certains éléments identifiés dans le bassin d'avant-arc comme des escarpements de failles, des *plunge-pools* ou des bombements peuvent contribuer au transport ou à la dispersion de ces sédiments.

L'étude des sources sédimentaires permet donc de mettre en avant plusieurs sources principales alimentant les carottes:

- le nord-est du Banc d'Anguilla et la pente insulaire (CAS16-42PC)
- l'est du Banc d'Anguilla et la pente insulaire via la vallée d'Anguilla (CAS16-41PC)

-des paléo-plateformes peu profondes (700 et 1600 m) situées sur l'éperon de Tintamarre (CAS16-39PC)

-Le sud- est du Banc d'Anguilla, le nord du banc d'Antigua et les pentes insulaires associées (CAS16-36PC et CAS16-40PC)

-Le nord et l' est du Banc d'Antigua et les pentes insulaires associées (CAS16-35PC et CAS16-38PC)

10.1.3 Caractérisation des faciès sédimentaires

En plus des sept carottes pistons dont la moins profonde est CAS16-39PC (4600 m de profondeur) et la plus profonde est CAS16-42PC (6900 m de profondeur), deux *box-core* ont été corrélées afin d'évaluer la possible perte de sédiment liée aux opérations de carottages (CAS16-37BC pour CAS16-36PC, 10 cm de perte ; et CAS16-43BC pour CAS16-42PC, pas de perte).

CAS16-39PC a été prélevée dans un bassin de pente situé au niveau de l'éperon de Tintamarre, CAS16-35PC et CAS16-38PC ont été collectées au pied de la pente insulaire du banc d'Antigua (à respectivement 5100 et 5800 m de profondeur), CAS16-42PC a été prélevée dans le bassin très profond de Malliwana tandis que les trois autres (CAS16-36PC, CAS16-40PC et CAS16-41PC) ont été collectées dans des bassins distaux près du prisme d'accrétion (à respectivement 6100, 6100 et 6700 m de profondeur).

La caractérisation des faciès identifiés dans les carottes sédimentaires a été effectuée à partir d'une étude multi-proxy des sédiments : observations visuelles, propriétés pétrophysiques du sédiment (susceptibilité magnétique, vitesse des ondes P), spectrophotocolorimétrie (indices colorimétriques L* et a*), imagerie rayons X, analyse géochimiques (ratios géochimiques de l'XRF, composition géochimique de l'XRD), granulométrie (D50, courbes granulométriques), lames minces et contenu microscopique.

Quatorze faciès ont ainsi été identifiés : trois types d'hémipélagite, six types de turbidites, deux types d'homogénite ainsi que trois autres particuliers : *slurry bed*, pseudo-téphra et lamines oxyques. Les turbidites sont très représentées dans toutes les carottes tandis que les homogénites et les *slurry bed* sont moins fréquents mais forment des dépôts les plus épais. Ces faciès mettent en avant l'occurrence de courants gravitaires importants depuis la bordure des plateformes carbonatées ou des pentes insulaires jusqu'aux bassins profonds (faciès du groupe turbidites, *slurry bed*). Des mécanismes de remise en suspension de sédiments dans la colonne d'eau sont également envisagés (pour les faciès du groupe homogénite) au même titre que des déstabilisations locales et à de grandes profondeurs d'eau (pour le faciès turbidite hémipélagique). Enfin, l'érosion ou le dépôt de couches de

condres/matériel volcanique est envisageable dû à la présence des faciès turbidite volcanoclastique et pseudo-téphra.

La succession des faciès permet de mettre en avant des séquences de dépôts comme les turbidites amalgamées ou les *megabeds* (complexes HmTu, mégaturbidites, complexes TuSB) pouvant atteindre jusqu'à 6 mètres d'épaisseur. Ces séquences de dépôts sont visibles au niveau des profils de sondeur de sédiment, en particulier les complexes HmTu et les complexes TuSB. Cependant, ces *megabeds* ont des volumes assez faibles : maximum de 0,05 km³ dans le bassin de CAS16-36PC.

La répartition des dépôts n'est cependant pas la même dans toutes les carottes. Les carottes distales CAS16-40PC, CAS16-36PC et CAS16-41PC présentent de nombreux *megabeds* et assez peu de sédiment hémipélagique. CAS16-42PC et CAS16-35PC présentent également de nombreux *megabeds* mais aussi des petites turbidites. CAS16-39PC est la seule carotte dans laquelle tout le sédiment hémipélagique est carbonaté car elle se situe au-dessus de la CCD. Elle enregistre de nombreuses petites turbidites et peu de *megabeds*. CAS16-38PC présente enfin une répartition assez homogène en termes de sédiment hémipélagique, de turbidites et de *megabeds*.

Les enregistrements sédimentaires des carottes présentent de nombreux dépôts gravitaires, mais aussi des séquences de dépôts généralement associées à un déclencheur sismique comme les turbidites amalgamées (Nakajima & Kanai, 2000; Van Daele *et al.*, 2017) ou les complexes HmTu (Polonia *et al.*, 2017a). Ils se prêtent donc à une étude de paléosismologie marine basée sur l'enregistrement de dépôts sédimentaire co-sismiques.

10.1.4 Etablissement du cadre chronostratigraphique et identification des dépôts co-sismiques

Afin de déterminer si les dépôts identifiés dans les carottes sont corrélables, il est nécessaire de les dater en utilisant les datations au ¹⁴C. L'approche la plus répandue pour ce genre d'études de paléosismologie marine est la datation par radiocarbone (Goldfinger *et al.*, 2017) des turbidites à partir de modèle hémipélagique cumulé (dans lequel tous les dépôts remaniés ont été sortis). Dans la zone d'étude l'utilisation exclusive du ¹⁴C s'est avérée insuffisante à cause de la mauvaise préservation des organismes carbonatés dans la plupart des carottes mais aussi des taux de sédimentations assez faibles. Comme les modèles chronostratigraphiques basés uniquement sur les datations au ¹⁴C sur le sédiment hémipélagique cumulé sont insuffisamment contraints, une nouvelle méthode a été développée dans cette thèse. Cette méthode utilise simultanément les datations avec les variations géochimiques et les variations de la couleur du sédiment hémipélagique. En effet, les variations géochimiques font ressortir de nombreuses séquences de dépôts (*megabeds*, turbidites amalgamées) pouvant servir de marqueurs chronostratigraphiques entre certaines carottes (en particulier CAS16-

35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC). Les couleurs du sédiment hémipélagique (via l'indice colorimétrique a^*) présentent des variations assez similaires entre toutes les carottes qui servent de bases dans le modèle chronostratigraphique. Ces variations sont probablement associées à des changements globaux ou locaux des courants océaniques liés aux cycles glaciaires et interglaciaires (Giresse, 2005; Mao *et al.*, 2014, 2018).

Les âges les plus anciens obtenus pour les carottes donnent des limites similaires pour CAS16-35PC, CAS16-36PC, CAS16-40PC et CAS16-42 (65 000 à 79 000 BP environ) tandis que les autres carottes sont plus anciennes (85 000 – 89 000 ans BP pour CAS16-38PC et 99 000 – 100 000 ans BP pour CAS16-39PC) ou plus jeunes (28 000-34 000 ans BP pour CAS16-41PC). Ce modèle chronostratigraphique composite permet de corréliser un total de 81 évènements enregistrés dans les carottes de la zone, le plus récent étant daté de 3130 ans BP +/- 220 ans et le plus ancien de 98 468 ans BP +/- 1049 ans. Deux évènements sont notamment identifiés dans toutes les carottes (E12 et E15). A l'inverse, d'autres sont identifiés sur une seule carotte ou sur deux carottes assez éloignées, témoignant probablement d'évènements sismiques locaux ou non-simultanés mais proches dans le temps.

L'étude des modes de dépôts associés à certains évènements montre l'occurrence de nombreuses déstabilisations gravitaires synchrones au niveau de systèmes sédimentaires indépendants sur des distances importantes (jusqu'à 180 km) entraînant des courants de turbidité et/ou des *slurry flow*. Des mécanismes de remobilisation de sédiments dans la colonne d'eau sont également supposés comme responsables des dépôts des homogénites. Les zones déstabilisées sont vraisemblablement les bordures des plateformes carbonatées et les pentes insulaires car les nombreux turbidites, homogénites ou *slurry beds* sont riches en carbonates dont l'aragonite, qui se dépose de 0 à 3000 m de profondeur maximum. Tous ces éléments sont favorables à la détermination d'un déclenchement sismique pour la plupart des évènements identifiés dans les carottes.

10.1.5 Détermination du potentiel sismogène de la zone et des zones adjacentes

En fonction de l'étendue latérale des évènements associés aux dépôts corrélés entre les carottes, trois catégories de séismes ont été déterminées :

- [A] Les séismes de subduction rompant la zone sismogène dans pratiquement toute ou toute l'étendue latérale du segment Sombrero-Barbuda (comme défini dans la [figure 9-2](#))
- [B] Les séismes de subduction rompant la zone sismogène dans une partie du segment Sombrero-Barbuda
- [C] Les séismes intraplaques ou locaux

Afin d'estimer des magnitudes pour certains évènements, des relations empiriques (Blaser *et al.*, 2010; Brengman *et al.*, 2019) basées sur la longueur et l'aire de la zone de rupture ont été utilisées en supposant que l'étendue latérale des sources correspond à la longueur de la zone de rupture tandis que la surface de rupture est supposée maximale sur toute la zone sismogène, établie entre les isothermes 100°C et 400°C (Gutscher *et al.*, 2013a). Il a ensuite été nécessaire de distinguer les séismes en fonction de l'étendue spatiale des dépôts qu'ils engendraient mais aussi de la nature desdits dépôts. Il fallait par exemple que les dépôts soient retrouvés dans des carottes distales et proximales et dépendant au moins de deux systèmes sédimentaires indépendants, mais aussi que parmi les dépôts il y ait des *megabeds*. De plus, les séismes sont supposés s'être produits au niveau du segment Sombrero-Barbuda ; ce qui est une hypothèse plausible vu l'absence des séismes historiques des segments adjacents dans les archives sédimentaires de la zone d'étude (ex : Mw7,5 de 1867 aux îles Vierges ou Mw~8,5 en 1843 en Guadeloupe). Les séismes des catégories [A] et [B] ont donc été triés en quatre classes de séismes :

-Classe 1 : identifiés de CAS16-42PC à CAS16-38PC, ces séismes auraient une magnitude comprise entre 7,6 et 9,3. Il est cependant possible que l'étendue latérale de la zone de rupture soit sous-estimée car des dépôts pourraient être retrouvés au-delà des deux carottes

-Classe 2 : identifiés de CAS16-42C à CAS16-35PC, ces séismes auraient une magnitude comprise entre 7,8 et 9,1.

-Classe 3 : identifiés de CAS16-41PC à CAS16-35PC, ces séismes auraient également une magnitude comprise entre 7,8 et 9,1. Contrairement à ceux de la classe 2, la zone de rupture est bien contrainte car des dépôts n'ont pas été identifiés dans les deux carottes les plus opposées dans la zone.

-Classe 4 : identifiés de CAS16-39PC à CAS16-36PC, ces séismes auraient une magnitude de 6,7 à 8,6 s'il s'agit bien d'un séisme de subduction. Ces séismes pourraient également provenir de ruptures dans les failles normales structurant la vallée de St-Barthélémy (notamment au niveau de l'éperon de Tintamarre).

La récurrence des 81 évènements n'étant pas significative, seuls les évènements les plus importants identifiés par de nombreux *megabeds* ont été utilisés afin d'évaluer la récurrence de séismes majeurs. Ces séismes ont en effet le potentiel pour générer d'importantes remobilisations sédimentaires car ils secouent le sol plus longtemps (Molenaar *et al.*, 2019). Les évènements retenus sont E4 et E26 (classe 3), E58 et E68 (classe 2) et E12, E15 et E50 (classe 1). Une double récurrence est obtenue pour ces évènements sismiques majeurs :

-Récurrence de 9420 ans +/- 600 ans entre E4/E12, E15/E26, E50/E58 et E58/E68 [1]

-Récurrence de 13630 ans +/- 1300 ans entre E12/E15 et E26/E50 [2]

En comparant ces évènements à ceux répertoriés dans le segment Antigua-Guadeloupe (Seibert, 2019), seul E15 semble corrélable si l'on prend en compte une répartition optimale des dépôts

dans les carottes des deux zones. Cependant, trois autres évènements définis comme légèrement moins importants dans la zone nord peuvent se corréliser avec le segment Antigua-Guadeloupe : E29 et E63 (classe 1) et E3 (classe 2 ou 3). Quatre méga-évènements sont donc définis entre ces deux zones, avec une double récurrence d'environ 23 600 ans et 12 000 ans. Deux hypothèses peuvent expliquer ces méga-évènements. La première mettrait en scène une rupture de 400 km sur l'arc des Petites Antilles, depuis la Guadeloupe jusqu'à Antigua, ce qui déclencherait un séisme de magnitude entre 7,9 et 9,1. Pour cette hypothèse, la ride de Barracuda n'agirait pas comme une barrière sismique empêchant la propagation de la rupture. La seconde implique deux évènements successifs rapprochés dans le temps : la rupture d'un segment du *megathrust* transférerait des contraintes sur le segment adjacent du *megathrust*.

Les évènements enregistrés dans les carottes ne peuvent en revanche pas être corrélés avec ceux du segment Hispaniola-îles Vierges qui sont surtout définis sur les derniers siècles.

10.1.6 Apports scientifiques marquants de la thèse

L'identification de *megabeds* tels les complexes HmTu met en évidence la présence de ces dépôts particuliers retrouvés normalement dans des contextes morpho-géologiques différents comme des mers fermées (mer Méditerranée, mer de Marmara) présentant des bassins restreints et moyennement profonds (maximum 4000 m) (Stanley & Blanpied, 1981; Kastens & Cita, 1981; Hieke, 1984; Rothwell *et al.*, 1998; Beck *et al.*, 2007; Campos *et al.*, 2013b, a; Polonia *et al.*, 2013, 2017b; San Pedro, 2016; San Pedro *et al.*, 2017a).

Cette thèse met également en avant la possibilité de la réalisation d'une étude de paléosismologie marine basée sur des dépôts co-sismiques dans l'Arc des Petites Antilles et fait suite à la thèse de Chloé Seibert dans la zone Antigua-Martinique (Seibert, 2019). La récurrence des séismes majeurs dans le segment Sombrero-Barbuda est très longue (de 9 420 à 13 630 ans) mais est d'environ tous les 1 500 ans si l'on considère des évènements de magnitude plus modeste dont les dépôts sont au moins retrouvés dans deux carottes. Si ces récurrences se reproduisent à nouveau, un séisme majeur pourrait se produire dans 5 000 ans et être responsable du dépôt de *megabeds* dans tout le segment. La corrélation avec la zone Antigua-Martinique définit quatre (ou cinq) méga-évènements ayant pu se produire simultanément (donc des ruptures maximum de près de 400 km) ou dans des laps de temps restreints (et la première rupture au niveau d'un segment du *megathrust* transférerait des contraintes sur un segment adjacent du *megathrust*). Les récurrences de ces méga-évènements montrent des intervalles de temps alternés (~23 600 ans puis ~12 000 ans puis ~23 600 ans à nouveau).

Grace aux données paléosismiques inédites présentées dans cette étude, la zone considérée jusqu'à présent comme présentant un gap sismique montre une sismicité réelle, mais dont la

réurrence excède la durée de l'enregistrement instrumental et historique. L'absence de dépôt depuis environ 15 000 ans BP dans CAS16-42PC (bassin de Malliwana) pourrait cependant mettre en évidence une quiescence sismique au niveau de l'extension orientale du Passage d'Anegada. Une période de quiescence d'environ 7 500 ans suivie d'une période d'activité sismiques accrue de 9 000 ans (une turbidite/~400 ans) a cependant déjà été observée dans CAS16-42PC. Il se pourrait donc que cette zone connaisse une nouvelle période d'activité sismique accrue.

10.2 Perspectives

10.2.1 Projets en collaboration

De nombreuses pistes pourraient permettre de mieux exploiter les données de cette thèse. Un projet de modélisation des transferts gravitaires pourrait être réalisé avec d'autres chercheurs afin de réussir à bien définir les modes de transfert et de dépôt simultané des *megabeds* lors des événements sismiques majeurs. Les données utilisées seraient notamment le volume des *megabeds* et leur granulométrie mais aussi la bathymétrie : inclinaison des pentes insulaires, distance source-carotte et identification de structures profondes pouvant bloquer, faciliter ou disperser le transport de sédiment.

Un projet a été initié avec Guillaume St-Onge (Université du Québec à Rimouski (UQAR), ISMER) et son doctorant Arthur Bieber qui utilisent les techniques du paléomagnétisme afin de caractériser le sédiment des carottes sédimentaires mais aussi afin d'effectuer des modèles d'âges. Récemment, Arthur Bieber a travaillé sur des données de paléomagnétisme effectuées sur CAS16-36PC. Il serait donc intéressant de comparer les modèles de caractérisation sédimentaire et de cadre chronostratigraphique. Deux autres carottes (CAS16-42PC et CAS16-39PC) sont également disponibles au laboratoire ISMER pour ce genre d'analyses. Une étude de paléomagnétisme sur CAS16-39PC serait utile afin de mieux contraindre cette carotte assez différente des autres carottes. De même, une étude sur CAS16-42PC serait utile afin d'évaluer la justesse des modèles chronostratigraphiques effectués pendant la thèse. CAS16-42PC est en effet assez différente des autres carottes et seule une date radiocarbone a pu être réalisée afin d'essayer de dater ses dépôts.

Enfin, les résultats obtenus dans cette thèse pourraient être comparés à ceux de la thèse en cours de finition de Milton Boucard (encadré par Jean-Frédéric Lebrun et Boris Morcaillou) qui s'intéresse à la variabilité latérale des structures de l'avant-arc interne de la zone de subduction des Petites Antilles et de leur lien avec la sismicité de la zone. Cette collaboration pourrait notamment permettre d'identifier les structures (failles, systèmes de failles....) responsables de la sismicité de la zone et donc de valider ou non les hypothèses de ruptures locales ou régionales.

10.2.2 Amélioration de l'étude des carottes sédimentaires

Plusieurs autres travaux pourraient compléter l'étude des carottes sédimentaires de la zone :

- 1) La réalisation de mesures granulométriques sur toutes les carottes avec un pas de mesure plus resserré sur certains niveaux afin de mieux caractériser les transitions entre le terme fin d'une turbidite et le sédiment hémipélagique. Les complexes HmTu et les complexes TuSB pourraient également être prélevés plus dans le détail afin de mieux comprendre les mécanismes liés à leur transport et à leur dépôt via les diagrammes de Passega.
- 2) La réalisation de mesures XRD sur certains sédiments permettrait de mieux caractériser les dépôts gravitaires et essayer d'identifier les zones sources de ces dépôts. Il faudrait pour cela avoir des échantillons provenant des zones sources probables. Tous les niveaux associés à des pseudo-téphras pourraient également être mesurés afin de les comparer et de voir s'ils proviennent d'une éruption volcanique (dans ce cas-là il s'agirait bien d'un niveau de cendres) ou de l'érosion d'une couche de cendres déjà déposée. Un pseudo-téphra (daté de 33 700-37 800 ans BP) est effet corrélé au niveau de plusieurs carottes (CAS16-35PC, CAS16-36PC et CAS16-40PC) et pourrait servir de « niveau marqueur » s'il s'avère qu'il provient d'une éruption volcanique connue comme par exemple une éruption du *Soufrière Hills* (Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2008) ou du Roseau (Carey & Sigurdsson, 1980); il pourrait alors permettre d'ajouter une contrainte chronologique au modèle chronostratigraphique.
- 3) L'utilisation de mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur CAS16-39PC (voire CAS16-38PC) permettrait également de mieux contraindre chronologiquement cette carotte. Ce genre d'étude est envisageable sur toute la fraction hémipélagique de la carotte qui est riche en matériel carbonaté utilisable pour ces mesures (foraminifères). Cela permettrait de voir si les modèles chronostratigraphiques sont corrects et/ou améliorables mais également d'étudier les variations océanographiques (courants marins) et sédimentologiques associées aux stades isotopiques marins et voir si ceux-ci ont une influence ou non sur la couleur du sédiment hémipélagique, comme observé dans d'autres études (Giresse, 2005; Mao *et al.*, 2014, 2018).
- 4) De nouvelles datations au ^{14}C vont être reçues sous peu pour les carottes de la zone Antigua-Guadeloupe. Il serait donc intéressant de suivre l'évolution du modèle chronostratigraphique de cette zone afin de mieux corréliser les événements des deux zones.

De nouvelles carottes sédimentaires pourraient également être prélevées dans des zones « clés » comme :

-le bassin de Sombrero, afin d'identifier clairement les dépôts résultant d'une déstabilisation gravitaire de l'escarpement de Sombrero, mais aussi afin de voir si le bassin en *pull-apart* de Sombrero présente un enregistrement similaire à CAS16-42PC, collectée dans le bassin en *pull-apart* de Malliwana. Ces deux carottes se situent en effet dans l'extension orientale du Passage d'Anegada et de nombreux dépôts isolés dans CAS16-42PC (retrouvés uniquement dans cette carotte) seraient possiblement relatés à l'activité sismique de cette zone. Il serait donc intéressant de comparer les deux enregistrements sédimentaires.

-la dépression d'Anguilla. Cette zone est située au nord-ouest du banc d'Antigua et serait alimentée par de l'*overspilling* provenant de la plateforme carbonatée d'Anguilla. Il serait donc intéressant d'illustrer ce genre de dépôt. Des dépôts gravitaires provenant des plateformes carbonatées du Crocus, de Sombrero et de Malliwana pourraient également être retrouvés.

-le bassin de Kalinago. Cette zone se situe entre l'arc externe carbonaté et l'arc interne volcanique. La bathymétrie du SHOM indiquant des petits canyons depuis la plateforme d'Anguilla, il serait donc possible que cette zone enregistre également l'*overspilling* provenant de la plateforme carbonatée d'Anguilla. Des dépôts volcaniques provenant des volcans de l'arc interne (notamment le *Soufrière Hills* de Montserrat) pourraient également être identifiés dans ces carottes. Il serait donc intéressant de savoir si des cendres volcaniques ont pu se déposer dans cette zone de l'arc pour prouver ou non la justesse de l'interprétation du faciès pseudo-téphra.

-les vallées d'Anguilla, St-Barthélémy et Barbuda. Ces vallées sont des zones déterminantes dans le transport sédimentaire depuis la pente insulaire jusqu'aux bassins profonds. Des carottages dans ces zones permettraient donc de mieux visualiser les mécanismes de transfert, érosion et dépôt de matériel sédimentaire. Cela permettrait également de mieux définir la dichotomie entre la vallée d'Anguilla, très réfléchive et supposément dominée par des processus de transfert et d'érosion sédimentaire avec la vallée de St-Barthélémy, peu réfléchive et supposément dominée par des processus de dépôt sédimentaire.

-le prisme d'accrétion. Très peu épais comparé au prisme dans les segments méridionaux, le prisme pourrait également être une zone non-atteinte par les courants de turbidité provenant de la pente insulaire. Une carotte de CASEIS a en effet été prélevée dans le prisme au large de la Martinique et montre un enregistrement sédimentaire pratiquement continu. Dans la zone Nord, le prisme pourrait en revanche subir des déstabilisations gravitaires provoquées par des séismes de l'*outer-rise* sur la plaque plongeante, à proximité de la fosse (à condition que ce genre de séisme puisse se produire dans la zone).

10.2.3 Nouvelles données géophysiques

Une meilleure couverture bathymétrique des rebords de la plateforme et de la pente insulaire supérieure (0 -3000 m) autour des plateformes d'Anguilla et d'Antigua permettrait de mieux illustrer les phénomènes sédimentaires se produisant dans cette zone et notamment la formation des canyons confinés et ceux alimentés directement depuis les plateformes par des ravines (gullies).

Une meilleure délimitation de la zone sismogène pourrait également être utile afin de mieux définir l'étendue maximale que pourrait avoir la zone de rupture si celle-ci s'étendait sur toute la zone sismogène. Une étude est actuellement en cours pour la thèse de Kingsley Ezenwaka au niveau d'un transect provenant de la mission ANTITHESIS (ANT6) plus proche de la zone de notre étude que le transect utilisé par [Gutscher *et al.*, 2013a](#). Il serait également intéressant de contraindre la zone sismogène dans le segment Antigua-Guadeloupe afin d'estimer une magnitude maximum pour les méga-événements sismiques qui ont une extension latérale de 400 km.

Bibliographie

- ADAMS, J. **1990**. Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Geophysics*, 9, 569–583.
- AITKEN, T., MANN, P., ESCALONA, A., & CHRISTESON, G.L. **2011**. Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 235–258, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.10.003.
- ALLEN, R.W., COLLIER, J.S., STEWART, A.G., HENSTOCK, T., GOES, S., RIETBROCK, A., MACPHERSON, C., BLUNDY, J., DAVIDSON, J., HARMON, N., KENDALL, M., PRYTULAK, J., RYCHERT, C., VAN HUNEN, J., WILKINSON, J., & WILSON, M. **2019**. The role of arc migration in the development of the Lesser Antilles: A new tectonic model for the Cenozoic evolution of the eastern Caribbean. *Geology*, 47, 891–895, doi: 10.1130/G46708.1.
- BABONNEAU, N., SAVOYE, B., CREMER, M., & KLEIN, B. **2002**. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19, 445–467.
- BABONNEAU, N., CATTANEO, A., RATZOV, G., DÉVERCHÈRE, J., YELLES-CHAOUCHE, A., LATEB, T., & BACHIR, R.S. **2017**. Turbidite chronostratigraphy off Algiers, central Algerian margin: A key for reconstructing Holocene paleo-earthquake cycles. *Marine Geology*, 384, 63–80, doi: 10.1016/j.margeo.2016.10.017.
- BAKUN, W.H., FLORES, C.H., & TEN BRINK, U.S. **2012**. Significant earthquakes on the enriquillo fault system, hispaniola, 1500-2010: Implications for seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 18–30, doi: 10.1785/0120110077.
- BARNES, P.M., BOSTOCK, H.C., NEIL, H.L., STRACHAN, L.J., & GOSLING, M. **2013**. A 2300-year paleoearthquake record of the southern alpine fault and Fiordland subduction zone, New Zealand, based on stacked turbidites. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 2424–2446, doi: 10.1785/0120120314.
- BAZIN, S., FEUILLET, N., DUCLOS, C., CRAWFORD, W., NERCESSIAN, A., BENGOUBOU-VALERIUS, M., BEAUDUCEL, F., & SINGH, S.C. **2010**. NoSeismicity and tomographic modelling of Les Saintes (FWI) seismic sequence using ocean bottom seismometers. *Tectonophysics*, 489, 91–103.
- BECK, C. **2009**. ‘Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances’. *Earth-Science Reviews*, 96, 327–344, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.07.005.

- BECK, C., MERCIER DE LÉPINAY, B., SCHNEIDER, J.L., CREMER, M., ÇAĞATAY, N., WENDENBAUM, E., BOUTAREAUD, S., MÉNOT, G., SCHMIDT, S., WEBER, O., ERIS, K., ARMIJO, R., MEYER, B., PONDARD, N., GUTSCHER, M.A., TURON, J.L., LABEYRIE, L., CORTIJO, E., GALLET, Y., BOUQUEREL, H., GORUR, N., GERVAIS, A., CASTERA, M.H., LONDEIX, L., DE RESSÉGUIER, A., & JAOUEN, A. **2007**. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199, 65–89, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.12.031.
- BECK, C., REYSS, J.-L., LECLERC, F., MORENO, E., FEUILLET, N., BARRIER, L., BEAUDUCEL, F., BOUDON, G., CLÉMENT, V., DEPLUS, C., GALLOU, N., LEBRUN, J.-F., NERCESSIAN, A., PATERNE, M., PICHOT, T., & VIDAL, C. **2012**. Identification of deep subaqueous co-seismic scarps through specific coeval sedimentation in Lesser Antilles: implication for seismic hazard. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, 1–13, doi: 10.5194/nhess-12-1-2012.
- BECK, C., CAMPOS, C., ERIS, K.K., ÇAĞATAY, N., MERCIER DE LEPINAY, B., & JOUANNE, F. **2015**. Estimation of successive coseismic vertical offsets using coeval sedimentary events-application to the southwestern limit of the Sea of Marmara's Central Basin (North Anatolian Fault). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15, 247–259, doi: 10.5194/nhess-15-247-2015.
- BECK, S.L. & RUFF, L.J. **1984**. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research*, 89, 9281–9291, doi: 10.1029/JB089iB11p09281.
- BELL, H.S. **1942**. Density currents as agents for transporting sediments. *Journal of Geology*, 50, 512–547.
- BENEDETTI, L., MANIGHETTI, I., GAUDEMER, Y., FINKEL, R., MALAVIEILLE, J., POU, K., ARNOLD, M., AUMAÎTRE, G., BOURLÈS, D., & KEDDADOUCHE, K. **2013**. Earthquake synchrony and clustering on Fucino faults (Central Italy) as revealed from in situ ³⁶Cl exposure dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 4948–4974, doi: 10.1002/jgrb.50299.
- BERGER, W.H. **1978**. Deep-sea carbonate: pteropod distribution and the aragonite compensation depth. *Deep-Sea Research*, 25, 447–452, doi: 10.1016/0146-6291(78)90552-0.
- BERNARD, P. & LAMBERT, J. **1988**. Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles—Revision of the historical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 1965–1983.
- BERTRAN, P., BONNISSENT, D., IMBERT, D., LOZOUET, P., SERRAND, N., & STOUVENOT, C. **2004**. Paléoclimat des Petites Antilles depuis 4000 ans BP : l'Enregistrement de la lagune de Grand-Case à Saint-

- Martin. *Comptes Rendus - Geoscience*, 336, 1501–1510, doi: 10.1016/j.crte.2004.09.009.
- BLASER, L., KRÜGER, F., OHRNBERGER, M., & SCHERBAUM, F. **2010**. Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 2914–2926, doi: 10.1785/0120100111.
- BOSCHMAN, L.M., VAN HINSBERGEN, D.J.J., TORSVIK, T.H., SPAKMAN, W., & PINDELL, J.L. **2014**. Kinematic reconstruction of the caribbean region since the early jurassic. *Earth-Science Reviews*, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.08.007.
- BOUMA, A.H. **1962**. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam, Elsevier.
- BOUMA, ARNOLD. H. **1962**. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*.
- BOURILLET, J.-F., DAMY, G., DUSSUD, L., MIGEON, S., SULTAN, N., & WOERTHER, P. **2007**. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. In: J., S. (ed.) *6th International Off Shore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge*. London, UK BEHAVIOUR, 127–132.
- BOUYASSE, P. & GUENOC, P. **1983a**. Donnees sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, 53, 131–166, doi: 10.1016/0025-3227(83)90038-5.
- BOUYASSE, P. & GUENOC, P. **1983b**. Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Ste-Lucie et Anguilla. *Marine Geology*, 53, 131–166.
- BOUYASSE, PHILIPPE & WESTERCAMP, D. **1990**. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, 175, 349–380, doi: 10.1016/0040-1951(90)90180-G.
- BOUYASSE, P. & WESTERCAMP, D. **1990**. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, 175, doi: 10.1016/0040-1951(90)90180-G.
- BRACE, W.F., BYERLEE, J.D., SERIES, N., & AUG, N. **2008**. Stick-Slip as a Mechanism for Earthquakes. 153, 990–992.
- BRADY, H.B. **1877**. Supplementary note on the foraminifera of the Chalk(?) of the New Britain group. *Geological Magazine*, 4, 534–536.
- BRENGMAN, C.M.J., BARNHART, W.D., MANKIN, E.H., & MILLER, C.N. **2019**. Earthquake-scaling

- relationships from geodetically derived slip distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109, 1701–1715, doi: 10.1785/0120190048.
- BYRNE, E., DAVIS, M., & SYKES, R. **1988**. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7, 833–857.
- CALAIS, É., SYMITHE, S., MERCIER DE LÉPINAY, B., & PRÉPETIT, C. **2016**. Plate boundary segmentation in the northeastern Caribbean from geodetic measurements and Neogene geological observations. *Comptes Rendus Geoscience*, 348, 42–51, doi: 10.1016/j.crte.2015.10.007.
- CAMPOS, C., BECK, C., CROUZET, C., DEMORY, F., VAN WELDEN, A., & ERIS, K. **2013a**. Deciphering hemipelagites from homogenites through anisotropy of magnetic susceptibility. Paleoseismic implications (Sea of Marmara and Gulf of Corinth). *Sedimentary Geology*, 292, 1–14, doi: 10.1016/j.sedgeo.2013.03.015.
- CAMPOS, C., BECK, C., CROUZET, C., CARRILLO, E., VAN WELDEN, A., & TRIPSANAS, E. **2013b**. Late quaternary paleoseismic sedimentary archive from deep central gulf of corinth: Time distribution of inferred earthquake-induced layers. *Annals of Geophysics*, 56, doi: 10.4401/ag-6226.
- CANNAT, M., SAUTER, D., MENDEL, V., RUELLAN, E., OKINO, K., ESCARTIN, J., COMBIER, V., & BAALA, M. **2006**. Modes of seafloor generation at a melt-poor ultraslow-spreading ridge. *Geology*, 34, 605–608, doi: 10.1130/G22486.1.
- CAPUTO, R. & HELLY, B. **2008**. The use of distinct disciplines to investigate past earthquakes. *Tectonophysics*, 453, 7–19, doi: 10.1016/j.tecto.2007.05.007.
- CARA, M., BERTIL, D., FEUILLET, N., JACQUES, E., TAPONNIER, P., GUEGEN, P., BENGOUBOU-VALERIUS, M., SIRA, C., LEBRUN, B., & BEAUDUCCEL, F. **2005**. Séisme des Saintes (Guadeloupe) du 21 novembre 2004. *Note Prelim. BCSF2005-NP3*, Bur. Cent.
- CAREY, S.N. & SIGURDSSON, H. **1980**. The roseau ash: Deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, lesser antilles arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 67–86, doi: 10.1016/0377-0273(80)90020-7.
- CARTER, L., MILLIMAN, J.D., TALLING, P.J., GAVEY, R., & WYNN, R.B. **2012**. Near-synchronous and delayed initiation of long run-out submarine sediment flows from a record-breaking river flood, offshore Taiwan. *Geophysical Research Letters*, 39, 6–10, doi: 10.1029/2012GL051172.
- CATTANEO, A., BABONNEAU, N., RATZOV, G., DAN-UNTERSEH, G., YELLES, K., BRACANE, R., MERCIER DE LAPINAY, B., BOUDIAF, A., & DAVERCHARE, J. **2012**. Searching for the seafloor signature of the 21 May 2003 Boumerdas earthquake offshore central Algeria. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12,

2159–2172, doi: 10.5194/nhess-12-2159-2012.

- CHABAUD, L., DUCASSOU, E., TOURNADOUR, E., MULDER, T., REIJMER, J.J.G., CONESA, G., GIRAudeau, J., HANQUIEZ, V., BORGOMANO, J., & ROSS, L. **2016**. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. *Marine Geology*, 378, 213–229, doi: 10.1016/j.margeo.2015.11.006.
- CHAPRON, E., BECK, C., POURCHET, M., & DECONINCK, J.F. **1999**. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11, 86–92, doi: 10.1046/j.1365-3121.1999.00230.x.
- CHRISTMAN, R.A. **1953**. Geology of St. Bartholomew, St. Martin, and Anguilla, Lesser Antilles. *Bulletin of the Geological Society of America*, 64, 65–96.
- CISTERNAS, M., ATWATER, B.F., TORREJÓN, F., SAWAI, Y., MACHUCA, G., LAGOS, M., EIPERT, A., YOULTON, C., SALGADO, I., KAMATAKI, T., SHISHIKURA, M., RAJENDRAN, C.P., MALIK, J.K., RIZAL, Y., & HUSNI, M. **2005**. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437, 404–407, doi: 10.1038/nature03943.
- CITA, M.B. & ALOISI, G. **2000**. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. *In: Sedimentary Geology*, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00071-3.
- COUNTS, J.W., JORRY, S.J., LEROUX, E., MIRAMONTES, E., & JOUET, G. **2018**. Sedimentation adjacent to atolls and volcano-cored carbonate platforms in the Mozambique Channel (SW Indian Ocean). *Marine Geology*, 404, 41–59, doi: 10.1016/j.margeo.2018.07.003.
- COUNTS, J.W., JOUET, G., BOISSIER, A., JORRY, S.J., & GIRAudeau, J. **2019**. A Late Quaternary record of highstand shedding from an isolated carbonate platform (Juan de Nova , southern Indian Ocean). 540–557, doi: 10.1002/dep2.57.
- CROUDACE, I.W., RINDBY, A., & ROTHWELL, R.G. **2006**. ITRAX: Description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Geological Society Special Publication*, 267, 51–63, doi: 10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04.
- D'ORBIGNY, A.D. **1839a**. Foraminifères des îles Canaries. *Histoire naturelle des Iles Canaries*, 2, 120–146.
- D'ORBIGNY, A.D. **1839b**. Voyage dans l'Amérique Méridionale. Strasbourg, France.
- DALY, R.A. **1938**. Origin of submarine canyons. *American Journal of Sciences*, 31, 401–420.
- DAMUTH, J.E. **1975**. Quaternary climate change as revealed by calcium carbonate fluctuations in western Equatorial Atlantic sediments. *Deep-Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 22,

725–743, doi: 10.1016/0011-7471(75)90078-9.

DAMUTH, J.E. **1977**. Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Bulletin of the Geological Society of America*, 88, 695–710, doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<695:LQSITW>2.0.CO;2.

DEMETTS, C., JANSMA, P.E., MATTIOLI, G.S., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E., & MANN, P. **2000**. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America Plate Motion. *Geophysical Research Letters*, 27, 437–440, doi: 10.1029/1999GL005436.

DEPLUS, C., LE FRIANT, A., BOUDON, G., KOMOROWSKI, J.C., VILLEMANT, B., HARFORD, C., SÉGOUFIN, J., & CHEMINÉE, J.L. **2001**. Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 145–157, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00444-7.

DESBRUYÈRES, D. **2010**. *Les Trésors Des Abysses*, Quae.

DEVILLE, E., MASCLE, A., CALLEC, Y., HUYGHE, P., LALLEMANT, S., LERAT, O., MATHIEU, X., PADRON DE CARILLO, C., PATRIAT, M., PICHOT, T., LOUBRIEUX, B., & GRANJEON, D. **2015**. Tectonics and sedimentation interactions in the east Caribbean subduction zone: An overview from the Orinoco delta and the Barbados accretionary prism. *Marine and Petroleum Geology*, 64, 76–103, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2014.12.015.

DIXON, T.H. & MOORE, J.C. **2007**. *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*, Columbia U. New-York.

DOREL, J. **1981**. Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake hazard in Guadeloupe. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 67, 679–695.

DRAMIS, F. & BLUMETTI, A.M. **2005**. Some considerations concerning seismic geomorphology and paleoseismology. *Tectonophysics*, 408, 177–191, doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.032.

DROXLER, A.W. & SCHLAGER, W. **1985**. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, 13, 799–802, doi: 10.1130/0091-7613(1985)13<799:GVISRA>2.0.CO;2.

DROXLER, A.W., MORSE, J.W., GLASER, K.S., HADDAD, G.A., & BAKER, P.A. **1991**. Surface sediment carbonate mineralogy and water column chemistry: Nicaragua Rise versus the Bahamas. *Marine Geology*, 100, 277–289, doi: 10.1016/0025-3227(91)90236-W.

DROZ, L., KERGOAT, R., COCHONAT, P., & BERNÉ, S. **2001**. Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176, 23–37.

- DROZ, L., DOS REIS, A.T., RABINEAU, M., BERNE, S., & BELLAICHE, G. **2006**. Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (Western Mediterranean): A synthesis. *Geo-Marine Letters*, 26, 347–359, doi: 10.1007/s00367-006-0044-0.
- DUNBAR, G.B. & DICKENS, G.R. **2003**. Late Quaternary shedding of shallow-marine carbonate along a tropical mixed siliciclastic-carbonate shelf: Great Barrier Reef, Australia. *Sedimentology*, 50, 1061–1077, doi: 10.1046/j.1365-3091.2003.00593.x.
- DUSSUD, L., WOERTHER, P., RÉAUD, Y., EHRHOLD, A., & GARZIGLIA, S. **2015**. Mesures en géophysique et prélèvements sédimentaires. *Techno Flotte 2015*.
- DUVAT, V., PILLET, V., VOLTO, N., KRIEN, Y., CECE, R., & BERNARD, D. **2019**. High human influence on beach response to tropical cyclones in small islands: Saint-Martin Island, Lesser Antilles. *Geomorphology*, doi: 10.1016/j.geomorph.2018.09.029.
- EBERL, D.D. **2003**. *User's Guide to RockJock -- A Program for Determining Quantitative Mineralogy from Powder X-Ray Diffraction Data*.
- ENGDAHL, E.R., VAN DER HILST, R., & BULAND, R. **1998**. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 3, 722–743.
- ENGEL, M., OETJEN, J., MAY, S.M., & BRÜCKNER, H. **2016**. Tsunami deposits of the Caribbean – Towards an improved coastal hazard assessment. *Earth-Science Reviews*, 163, 260–296, doi: 10.1016/j.earscirev.2016.10.010.
- ESCHARD, R. **2001**. Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: A review. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 487–490, doi: 10.1016/S0264-8172(00)00078-7.
- FANETTI, D., ANSELMETTI, F.S., CHAPRON, E., STURM, M., & VEZZOLI, L. **2008**. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 323–340, doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.014.
- FAUQUEMBERGUE, K., DUCASSOU, E., MULDER, T., HANQUIEZ, V., PERELLO, M.C., POLI, E., & BORGOMANO, J. **2018**. Genesis and growth of a carbonate Holocene wedge on the northern Little Bahama Bank. *Marine and Petroleum Geology*, 96, 602–614, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2018.05.013.
- FEUILLARD, M. **1985**. *Macrosismicité de La Guadeloupe et de La Martinique*.
- FEUILLET, N. **2000**. *Sismotectonique Des Petites Antilles. Liaison Entre Activité Sismique et Volcanique*. Université Paris 7 Denis Diderot, Paris.

- FEUILLET, N. **2016**. CASEIS. *RV Pourquoi Pas?*, doi: 10.17600/16001800.
- FEUILLET, N., MANIGHETTI, I., TAPPONNIER, P., & JACQUES, E. **2002**. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B12), ETG 3 1--29, doi: 10.1029/2001JB000308.
- FEUILLET, N., LECLERC, F., TAPPONNIER, P., BEAUDUCEL, F., BOUDON, G., LE FRIANT, A., DEPLUS, C., LEBRUN, J.-F., NERCESSIAN, A., SAUREL, J.-M., & CLÉMENT, V. **2010**. Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. *Geophysical Research Letters*, 37, 1–6, doi: 10.1029/2010GL042556.
- FEUILLET, N., BEAUDUCEL, F., & TAPPONNIER, P. **2011**. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, 1–26, doi: 10.1029/2011JB008443.
- FOREL, F.A. **1885**. Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. *Académie des Sciences (Paris) Comptes rendus*, 101, 725–728.
- GARIBALDI, C. **2006**. *Transferts Sédimentaires et Séismoturbidites Sur La Marge Colombienne*. Villefranche-Sur-Mer.
- GARROCCQ, C., LALLEMAND, S.E., MARCAILLOU, B., PADRON, C., KLINGELHOEFER, F., LEBRUN, J.-F., LAIGLE, M., SCHENINI, L., BESLIER, M.-O., GAY, A., MUNCH, P., CORNEE, J.-J., QUILLVERE, F., MERCIER DE LEPINAY, B., & BOUDAGHER-FADEL, M. **2019**. Unravelling the genetic relations between the Grenada Basin, the AvesRidge, and the Lesser Antilles: a structural and stratigraphic analysis. *EGU General Assembly 2019, Vienna, Austria*, Talk.
- GAUDIN, M., MULDER, T., CIRAC, P., BERNÉ, S., & IMBERT, P. **2006**. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26, 331–345, doi: 10.1007/s00367-006-0043-1.
- GAVEY, R., CARTER, L., LIU, J.T., TALLING, P.J., HSU, R., POPE, E., & EVANS, G. **2017**. Frequent sediment density flows during 2006 to 2015, triggered by competing seismic and weather events: Observations from subsea cable breaks off southern Taiwan. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2016.06.001.
- GERVAIS, A., SAVOYE, B., PIPER, D.J.W., MULDER, T., CREMER, M., & PICHEVIN, L. **2004**. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: The Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). *Geological Society Special Publication*, 222, 59–89, doi: 10.1144/GSL.SP.2004.222.01.05.

- GIRARDIN, N., FEUILLARD, M., & VIODE, J.P. **1991**. Réseau regional sismique de l'arc des Petites Antilles; sismicite superficielle (1981-1988). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 1003–1015.
- GIRESSE, P. **2005**. Mesozoic-Cenozoic history of the Congo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 301–315.
- GIRESSE, P. **2008**. *Tropical and Sub-Tropical West Africa : Marine and Continental Changes during the Late Quaternary*, Elsevier. VAN DER MEER, J. J. M. (ed.).
- GIUSTI, C. **2014**. Cyclones et tsunamis : deux aléas récurrents. *In: Géographie Des Mers et Des Océans*. Neuilly, 220–227.
- GOLDFINGER, C. **2011**. Submarine Paleoseismology Based on Turbidite Records. *Annual Review of Marine Science*, 3, 35–66, doi: 10.1146/annurev-marine-120709-142852.
- GOLDFINGER, C., NELSON, C.H., & JOHNSON, J.E. **2003**. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: The Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics*, 46, 1169–1194, doi: 10.4401/ag-3452.
- GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., NELSON, C.H., GUTIÉRREZ-PASTOR, J., JOHNSON, J.E., KARABANOV, E., CHAYTOR, J., ERIKSSON, A., WINKLER, M., KALK, P., CAMARERO, A., MORRI, C., DUNHILL, G., RAMOS, L., RAAB, A., PISIAS, N., POURMANOUTSCHERI, M., VAN ROOIJ, D., AMY, L., LIU, C.C.C., MOSER, C., ETHERIDGE, D., STENNER, H., POPHAM, C., MCKEE, C., MCMILLAN, D., CROSBY, C., SCHMID, S., GRACIA, E., LOVELADY, S., ROMSOS, C., RINTERKNECHT, V., ROBISON, R., CASAS, D., CHARLET, F., HINRICHSSEN, B., OXFORD, J., MARIN, M., MAS, M., MONTES, S., VILLALONGA, R., VIZCAINO, A., JIMENEZ, S., PEDROSA, M., PEREZ, S., PEREZ, J., TURRA, A., LAMAS, D., FALCON, H., BARANCO, A., SCHWARTZ, D., ZOBACK, M. LOU, FUMAL, T., & NIEMI, T. **2007**. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 9–27, doi: 10.1016/j.epsl.2006.11.017.
- GOLDFINGER, C., KULM, L.D., YEATS, R.S., APPELGATE, B., MACKAY, M.E., & MOORE, G.F. **2009**. Active strike-slip faulting and folding of the Cascadia plate boundary and forearc in central and northern Oregon. *In: 1560, U. S. G. S. P. P. (ed.) Assessing Earthquake Hazards and Reducing Risk in the Pacific Northwest, Volume 1*.
- GOLDFINGER, C., NELSON, C.H., MOREY, A.E., JOHNSON, J.E., PATTON, J.R., KARABANOV, E., GUTIERREZ-PASTOR, J., ERIKSSON, A., GRACIA, E., DUNHILL, G., ENKIN, R.J., DALIMORE, A., & VALLIER, T. **2012**. Turbidite Event History — Methods and Implications for Holocene Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone. *In: Kayen, R. (ed.) Earthquake Hazards of the Pacific Northwest Coastal and*

Marine Regions.

- GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., BLACK, B., BEESON, J., NELSON, C.H., & PATTON, J. **2013**. Spatially limited mud turbidites on the Cascadia margin: Segmented earthquake ruptures? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13, 2109–2146, doi: 10.5194/nhess-13-2109-2013.
- GOLDFINGER, CHRIS, IKEDA, Y., YEATS, R.S., & REN, J. **2013**. Superquakes and supercycles. *Seismological Research Letters*, 84, 24–32, doi: 10.1785/0220110135.
- GOLDFINGER, C., GALER, S., BEESON, J., HAMILTON, T., BLACK, B., ROMSOS, C., PATTON, J., NELSON, C.H., HAUSMANN, R., & MOREY, A. **2017**. The importance of site selection, sediment supply, and hydrodynamics: A case study of submarine paleoseismology on the northern Cascadia margin, Washington USA. *Marine Geology*, 384, 4,17,25-16, doi: 10.1016/j.margeo.2016.06.008.
- GOMEZ, B., CORRAL, Á., ORPIN, A.R., PAGE, M.J., POUDEROUX, H., & UPTON, P. **2014**. Lake Tutira paleoseismic record confirms random, moderate to major and/or great Hawke’s Bay (New Zealand) earthquakes. *Geology*, 43, 103–106, doi: 10.1130/G36006.1.
- GORSLINE, D.S., DE DIEGO, T., & NAVA-SANCHEZ, E.H. **2000**. Seismically triggered turbidites in small margin basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology*, 135, 21–35, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00060-9.
- GOTO, K., CHAVANICH, S.A., IMAMURA, F., KUNTHASAP, P., MATSUI, T., MINOURA, K., SUGAWARA, D., & YANAGISAWA, H. **2007**. Distribution, origin and transport process of boulders deposited by the 2004 Indian Ocean tsunami at Pakarang Cape, Thailand. *Sedimentary Geology*, 202, 821–837, doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.09.004.
- GOTO, K., MIYAGI, K., KAWAMATA, H., & IMAMURA, F. **2010a**. Discrimination of boulders deposited by tsunamis and storm waves at Ishigaki Island, Japan. *Marine Geology*, 269, 34–45, doi: 10.1016/j.margeo.2009.12.004.
- GOTO, K., KAWANA, T., & IMAMURA, F. **2010b**. Historical and geological evidence of boulders deposited by tsunamis, southern Ryukyu Islands, Japan. *Earth-Science Reviews*, 102, 77–99, doi: 10.1016/j.earscirev.2010.06.005.
- GRÀCIA, E., VIZCAINO, A., ESCUTIA, C., ASIOLI, A., RODÉS, Á., PALLÀS, R., GARCIA-ORELLANA, J., LEBREIRO, S., & GOLDFINGER, C. **2010**. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1156–1172, doi: 10.1016/j.quascirev.2010.01.010.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. **1954**. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. *Princeton*

Univ. Press, Princeton, N. J.

- GUTIÉRREZ-PASTOR, J., NELSON, C.H., GOLDFINGER, C., & ESCUTIA, C. **2013**. Sedimentology of seismo-turbidites off the Cascadia and northern California active tectonic continental margins, northwest Pacific Ocean. *Marine Geology*, 336, 99–119, doi: 10.1016/j.margeo.2012.11.010.
- GUTSCHER, M.A., WESTBROOK, G.K., MARCAILLOU, B., GRAINDORGE, D., GAILLER, A., PICHOT, T., & MAURY, R.C. **2013a**. How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184, 47–59, doi: 10.2113/gssgfbull.184.1-2.47.
- GUTSCHER, M.A., WESTBROOK, G.K., MARCAILLOU, B., GRAINDORGE, D., GAILLER, A., PICHOT, T., & MAURY, R.C. **2013b**. How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184, 47–59, doi: 10.2113/gssgfbull.184.1-2.47.
- HARRIS, P.T. & WHITEWAY, T. **2011**. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology*, 285, 69–86, doi: 10.1016/j.margeo.2011.05.008.
- HAUG, G.H., HUGHEN, K.A., SIGMAN, D.M., PETERSON, L.C., & RÖHL, U. **2001**. Southward migration of the intertropical convergence zone through the holocene. *Science*, 293, 1304–1308, doi: 10.1126/science.1059725.
- HAYES, G.P., MCNAMARA, D.E., SEIDMAN, L., & ROGER, J. **2014**. Quantifying potential earthquake and tsunami hazard in the Lesser Antilles subduction zone of the Caribbean region. *Geophysical Journal International*, 196, 510–521, doi: 10.1093/gji/ggt385.
- HAYWARD, B.W., LE COZE, F., VACHARD, D., & GROSS, O. **2020**. World Foraminifera Database. *Globorotalia menardii* (d'Orbigny in Parker, Jones & Brady, 1865).
- HEEZEN, B.C. & EWING, M. **1952**. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849–873.
- HEEZEN, B.C., ERICSON, D.B., & EWING, M. **1954**. Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand banks earthquake. *Deep Sea Research (1953)*, doi: 10.1016/0146-6313(54)90001-5.
- HEILPRIN, A. **1903**. *Mont Pelee and the Tragedy of Martinique*, J.B. Lippi. Philadelphia and London,.
- HIEKE, W. **1984**. A thick Holocene homogenite from the Ionian Abyssal Plain (eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 55, 63–78, doi: 10.1016/0025-3227(84)90133-6.
- HIEKE, W. **2000**. Transparent layers in seismic reflection records from the central Ionian Sea (Mediterranean) - evidence for repeated catastrophic turbidite sedimentation during the

- Quaternary. *Sedimentary Geology*, 135, 89–98, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00065-8.
- HIEKE, W. & WERNER, F. **2000**. The Augias megaturbidite in the central Ionian Sea (central Mediterranean) and its relation to the Holocene Santorini event. *Sedimentary Geology*, 135, 205–218, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00072-5.
- HINE, A.C. & STEINMETZ, J.C. **1984**. Cay Sal Bank, Bahamas - A partially drowned carbonate platform. *Marine Geology*, 59, 135–164.
- HINE, A.C., WILBER, R.J., BANE, J.M., & NEUMANN, A.C. **1981**. Offbank transport of carbonate sands along open leeward bank margin: Northern Bahamas. *Marine Geology*, 42, 327–348.
- HOUGH, S.E. **2013**. Spatial variability of ‘did you feel it?’ intensity data: Insights into sampling biases in historical earthquake intensity distributions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103, 2767–2781, doi: 10.1785/0120120285.
- HSU, S.K., KUO, J., LO, C.L., TSAI, C.H., DOO, W. BIN, KU, C.Y., & SIBUET, J.C. **2008**. Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19, 767–772, doi: 10.3319/TAO.2008.19.6.767(P).
- HUBERT-FERRARI, A., BARKA, A., JACQUES, E., NALBANT, S.S., MEYER, B., ARMLJO, R., TAPPONNIER, P., & KING, G.C.P. **2000**. Seismic hazard in the Marmara sea region following the 17 august 1999 Izmit earthquake. *Nature*, 404, 269–273, doi: 10.1038/35005054.
- HYNDMAN, R.D., YAMANO, M., & OLESKEVICH, D.A. **1997**. The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6, 244–260, doi: 10.1111/j.1440-1738.1997.tb00175.x.
- JAMES, KEITH H. **2009**. In situ origin of the Caribbean: discussion of data. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 77–125, doi: 10.1144/SP328.3.
- JAMES, KEITH H. **2009**. In situ origin of the Caribbean: Discussion of data. *Geological Society Special Publication*, 328, 77–125, doi: 10.1144/SP328.3.
- JANSEN, J.H., VAN WEERING, T.C.E., GIELES, R., & VAN IPRESEN, J. **1984**. Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the ZAIRE-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, 17, 201–249.
- JANY, I., SCANLON, K.M., & MAUFFRET, A. **1990**. Geological interpretation of combined Seabeam, Gloria and seismic data from Anegada Passage (Virgin Islands, north Caribbean). *Marine Geophysical Researches*, 12, 173–196, doi: 10.1007/BF02266712.
- KANAMORI, H. & McNALLY, K.C. **1982**. VARIABLE RUPTURE MODE OF THE SUBDUCTION ZONE ALONG

- THE ECUADOR-COLOMBIA COAST. *Bulletin - Seismological Society of America*, 72, 1241–1253.
- KASTENS, K.I.M.A. & CITA, M.B. **1981**. Geological Society of America Bulletin Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea, doi: 10.1130/0016-7606(1981)92<845.
- KELLEHER, J.A. **1972**. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087–2103, doi: 10.1029/jb077i011p02087.
- KENT, G.M., BABCOCK, J.M., DRISCOLL, N.W., HARDING, A.J., DINGLER, J.A., SEITZ, G.G., GARDNER, J. V., MAYER, L.A., GOLDMAN, C.R., HEYVAERT, A.C., RICHARDS, R.C., KARLIN, R., MORGAN, C.W., GAYES, P.T., & OWEN, L.A. **2005**. 60 k.y. record of extension across the western boundary of the basin and range province: Estimate of slip rates from offset shoreline terraces and a catastrophic slide beneath Lake Tahoe. *Geology*, 33, 365–368, doi: 10.1130/G21230.1.
- KING, G.C.P., STEIN, R.S., & JIAN LIN. **1994**. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin - Seismological Society of America*, 84, 935–953, doi: 10.1016/0148-9062(95)94484-2.
- KLEVERLAAN, K. **1987**. Gordo Megabed: A possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas Basin, Province Almeria, Southeast Spain. 51, 165–180.
- KLINGELHOEFER, F., LAURENCIN, M., MARCAILLOU, B., BENABDELLOUAHED, M., GRAINDORGE, D., MAURY, T., BIARI, Y., EVAÏN, M., CHANG, E.T.Y., SCALABRIN, C., & LEBRUN, J.F. **2016**. Relation between the Deep Crustal Structure and Fluid Escape Structures at the Lesser Antilles Island arc. *AGU Fall Meeting 2016, San Francisco, United States*, Poster.
- KÖNG, E., ZARAGOSI, S., SCHNEIDER, J.L., GARLAN, T., BACHÈLERY, P., SAN PEDRO, L., SEIBERT, C., & RACINE, C. **2016**. Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60 ka. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2015.12.010.
- KOPP, H., WEINZIERL, W., BECEL, A., CHARVIS, P., EVAÏN, M., FLUEH, E.R., GAILLER, A., GALVE, A., HIRN, A., KANDILAROV, A., KLAESCHEN, D., LAIGLE, M., PAPPENBERG, C., PLANERT, L., & ROUX, E. **2011**. Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc: Relevance for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 121–134, doi: 10.1016/j.epsl.2011.01.024.
- KUENEN, P.H. **1937**. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidsche Geol. Meded.*, 8, 327–335.
- KUENEN, P.H. **1938**. Density currents in connection with the problem of submarine canyons. *Geology Magazine*, 75, 241–249.
- KUENEN, P.H. **1953**. Significant Features of Graded Bedding. *AAPG bulletin*, 37, 1044–1066.

- LAIGLE, M., BECEL, A., DE VOOGD, B., SACHPAZI, M., BAYRAKCI, G., LEBRUN, J.-F., & EVAIN, M. **2013**. Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging. *Tectonophysics*, 603, 32–54, doi: 10.1016/j.tecto.2013.05.028.
- LALLEMAND, S., PEYRET, M., VAN RIJNINGEN, E., ARCAÏ, D., & HEURET, A. **2018**. Roughness Characteristics of Oceanic Seafloor Prior to Subduction in Relation to the Seismogenic Potential of Subduction Zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2121–2146, doi: 10.1029/2018GC007434.
- LANDER, J.F. **1997**. Caribbean tsunamis : An initial history. In: Ahmad, R. (ed.) *Natural Hazards and Hazard Management in the Greater Caribbean and Latin America*. 1–18.
- LANDER, J.F., WHITESIDE, L.S., & LOCKRIDGE, P.A. **2002**. A brief history of tsunamis in the Caribbean SEa. *Science of Tsunami Hazards*, 20, 57–94.
- LAURENCIN, M. **2016**. *Etude de La Géométrie, de La Nature et Des Déformations de La Zone de Subduction Des Petites Antilles Du Nord*. Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- LAURENCIN, M. **2017**. *Etude de La Géométrie, de La Nature et Des Déformations de Subduction Des Petites Antilles Du Nord*. Université de Bretagne occidentale, Brest.
- LAURENCIN, M., MARCAILLOU, B., GRAINDORGE, D., KLINGELHOEFER, F., LALLEMAND, S., LAIGLE, M., & LEBRUN, J.F. **2017**. The polyphased tectonic evolution of the Anegada Passage in the northern Lesser Antilles subduction zone. *Tectonics*, 36, 945–961, doi: 10.1002/2017TC004511.
- LAURENCIN, M., GRAINDORGE, D., KLINGELHOEFER, F., MARCAILLOU, B., & EVAIN, M. **2018**. Influence of increasing convergence obliquity and shallow slab geometry onto tectonic deformation and seismogenic behavior along the Northern Lesser Antilles zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 492, 59–72, doi: 10.1016/j.epsl.2018.03.048.
- LAURENCIN, M., MARCAILLOU, B., GRAINDORGE, D., LEBRUN, J.F., KLINGELHOEFER, F., BOUCARD, M., LAIGLE, M., LALLEMAND, S., & SCHENINI, L. **2019**. The Bunce Fault and Strain Partitioning in the Northern Lesser Antilles. *Geophysical Research Letters*, 46, 9573–9582, doi: 10.1029/2019GL083490.
- LAY, T., KANAMORI, H., AMMON, C.J., NETTLES, M., WARD, S.N., ASTER, R.C., BECK, S.L., BILEK, S.L., BRUDZINSKI, M.R., BUTLER, R., DESHON, H.R., EKSTRÖM, G., SATAKE, K., & SIPKIN, S. **2005**. The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308, 1127–1133, doi: 10.1126/science.1112250.
- LAY, T., AMMON, C.J., KANAMORI, H., RIVERA, L., KOPER, K.D., & HUTKO, A.R. **2010**. The 2009 Samoa-Tonga great earthquake triggered doublet. *Nature*, 466, 964–968, doi: 10.1038/nature09214.

- LE FRIANT, A., LOCK, E.J., HART, M.B., BOUDON, G., SPARKS, R.S.J., LENG, M.J., SMART, C.W., KOMOROWSKI, J.C., DEPLUS, C., & FISHER, J.K. **2008**. Late Pleistocene tephrochronology of marine sediments adjacent to Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc. *Journal of the Geological Society*, 165, 279–289, doi: 10.1144/0016-76492007-019.
- LE FRIANT, A., ISHIZUKA, O., BOUDON, G., PALMER, M.R., TALLING, P.J., VILLEMANT, B., ADACHI, T., ALJAHDALI, M., BREITKREUZ, C., BRUNET, M., CARON, B., COUSSENS, M., DEPLUS, C., ENDO, D., FEUILLET, N., FRAAS, A.J., FUJINAWA, A., HART, M.B., HATFIELD, R.G., HORNBAACH, M., JUTZELER, M., KATAOKA, K.S., KOMOROWSKI, J.-C., LEBAS, E., LAFUERZA, S., MAENO, F., MANGA, M., MARTINEZ-COLON, M., MCCANTA, M., MORGAN, S., SAITO, T., SLAGLE, A., SPARKS, S., STINTON, A., STRONCIK, N., SUBRAMANYAM, K.S. V, TAMURA, Y., TROFIMOV, J., VOIGHT, B., WALL-PALMER, D., WANG, F., & WATT, S.F.L. **2015**. Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 16, 267–300, doi: <https://doi.org/10.1002/2014GC005652>.
- LEBRUN, J.F. & LALLEMAND, S. **2017**. GARANTI Cruise. *GARANTI cruise, RV L'Atalante*, doi: <https://doi.org/10.17600/17001200>.
- LECLERC, F. **2014**. *Déformation Active Permanente Induite Par Le Méga-Chevauchement Dans l'arc Antillais : Apport Des Complexes Récifaux Quaternaire*. Université Paris Diderot, Paris, France.
- LECLERC, F. & FEUILLET, N. **2019**. Quaternary coral reef complexes as powerful markers of long-term subsidence related to deep processes at subduction zones: Insights from Les Saintes (Guadeloupe, French West Indies). *Geosphere*, 15, 983–1007, doi: 10.1130/GES02069.1.
- LECLERC, F., FEUILLET, N., CABIOCH, G., DEPLUS, C., LEBRUN, J.F., BAZIN, S., BEAUDUCEL, F., BOUDON, G., LEFRIANT, A., DE MIN, L., & MELEZAN, D. **2014**. The Holocene drowned reef of Les Saintes plateau as witness of a long-term tectonic subsidence along the Lesser Antilles volcanic arc in Guadeloupe. *Marine Geology*, 355, 115–135, doi: 10.1016/j.margeo.2014.05.017.
- LEGENDRE, L., PHILIPPON, M., MÜNCH, P., LETICÉE, J.L., NOURY, M., MAINCENT, G., CORNÉE, J.J., CARAVATI, A., LEBRUN, J.F., & MAZABRAUD, Y. **2018**. Trench Bending Initiation: Upper Plate Strain Pattern and Volcanism. Insights From the Lesser Antilles Arc, St. Barthelemy Island, French West Indies. *Tectonics*, 37, 2777–2797, doi: 10.1029/2017TC004921.
- LEGRANDE, A.N. & SCHMIDT, G.A. **2008**. Ensemble, water isotope-enabled, coupled general circulation modeling insights into the 8.2 ka event. *Paleoceanography*, 23, 1–19, doi: 10.1029/2008PA001610.

- LEHU, R., LALLEMAND, S., RATZOV, G., BABONNEAU, N., HSU, S.K., LIN, A.T., & DEZILEAU, L. **2016**. An attempt to reconstruct 2700 years of seismicity using deep-sea turbidites offshore eastern Taiwan. *Tectonophysics*, 692, 309–324, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.030.
- LÉTICÉE, J.L., CORNÉE, J.J., LEVENEUR, E., BOUDAGHER-FADEL, M., QUILLEVERE, F., MELINTE-DOBRINESCU, M.S., PHILIPPON, M.M., MÜNCH, P., LAURENCIN, M., MARCAILLOU, B., KLINGELHOEFER, F., LEBRUN, J.F., & LALLEMAND, S. **2018**. Characterizing the Neogene tectono-sedimentary evolution of the Northern Lesser Antilles forearc: a land-sea study. *AGU Fall Meeting 2018, Washington DC, United States*, Poster.
- LEVRET, A. **2002**. Prise en compte des séismes historiques dans la réglementation parasismique en France. *Actes des Ve Rencontres du groupe APS, Perpignan, France*, 213–226.
- LISIECKI, L.E. & RAYMO, M.E. **2005**. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records. *Paleoceanography*, 20, 1–17, doi: 10.1029/2004PA001071.
- LOWE, D.J. **2011**. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6, 107–153, doi: 10.1016/j.quageo.2010.08.003.
- LOWE, D.R. **1982**. Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high energy turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 279–297.
- LOWE, D.R. & GUY, M. **2000**. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: A new perspective on the turbidity current and debris flow problem. *Sedimentology*, 47, 31–70, doi: 10.1046/j.1365-3091.2000.00276.x.
- MALAIZE, B., BERTRAN, P., CARBONEL, P., BONNISSANT, D., CHARLIER, K., GALOP, D., IMBERT, D., SERRAND, N., STOUVENOT, C., & PUJOL, C. **2011**. Hurricanes and climate in the caribbean during the past 3700 years BP. *Holocene*, 21, 911–924, doi: 10.1177/0959683611400198.
- MANAKER, D.M., CALAIS, E., FREED, A.M., ALI, S.T., PRZYBYLSKI, P., MATTIOLI, G., JANSMA, P., PR, C., & CHABALIER, J.B. DE. **2008**. Interseismic Plate coupling and strain partitioning in the Northeastern Caribbean. 889–903, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03819.x.
- MANN, P. & BURKE, K. **1984**. Neotectonics of the Caribbean. 22, 309–362.
- MANN, P., CALAIS, E., RUEGG, J.-C., DEMETS, C., JANSMA, P.E., & MATTIOLI, G.S. **2002**. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics*, 21, 7–26, doi: 10.1029/2001TC001304.
- MANN, P., HIPPOLYTE, J.C., GRINDLAY, N.R., & ABRAMS, L.J. **2005**. Neotectonics of southern Puerto Rico

- and its offshore margin. *Special Paper of the Geological Society of America*, 385, 173–214, doi: 10.1130/0-8137-2385-X.173.
- MAO, L., PIPER, D.J.W., SAINT-ANGE, F., ANDREWS, J.T., & KIENAST, M. **2014**. Provenance of sediment in the Labrador Current: A record of hinterland glaciation over the past 125 ka. *Journal of Quaternary Science*, 29, 650–660, doi: 10.1002/jqs.2736.
- MAO, L., PIPER, D.J.W., SAINT-ANGE, F., & ANDREWS, J.T. **2018**. Labrador Current fluctuation during the last glacial cycle. *Marine Geology*, 395, 234–246, doi: 10.1016/j.margeo.2017.10.012.
- MARCAILLOU, B. & KLINGELHOEFER, F. **2013**. ANTITHESIS-1-Leg1 Cruise. *RV L'Atalante*, doi: doi:10.17600/13010070.
- MARCAILLOU, B. & KLINGELHOEFER, F. **2016**. ANTITHESIS-3 Cruise. *RV Pourquoi Pas?*, doi: doi:10.17600/16001700.
- MASSON, D.G. & SCANLON, K.M. **1991**. The neotectonic setting of Puerto Rico. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 144–154, doi: 10.1130/0016-7606(1991)103<0144:TNSOPR>2.3.CO;2.
- MC CALPIN, J.P. & NELSON, A.R. **2009**. Introduction to Paleoseismology. *In*: Mc Calpin, J. P. (ed.) *Paleoseismology*. 802.
- MCCANN, B.Y.W.R., DEWEY, J.W., MURPHY, A.J., & HARDING, S.T. **1982**. A LARGE NORMAL-FAULT EARTHQUAKE IN THE OVERRIDING WEDGE OF THE LESSER ANTILLES SUBDUCTION ZONE: THE EARTHQUAKE OF 8 OCTOBER 1974. 72, 2267–2283.
- MCHUGH, C.M., SEEBER, L., BRAUDY, N., CORMIER, M.H., DAVIS, M.B., DIEBOLD, J.B., DIEUDONNE, N., DOUILLY, R., GULICK, S.P.S., HORNBAACH, M.J., JOHNSON, H.E., MISHKIN, K.R., SORLIEN, C.C., STECKLER, M.S., SYMITHE, S.J., & TEMPLETON, J. **2011**. Offshore sedimentary effects of the 12 January 2010 Haiti earthquake. *Geology*, 39, 723–726, doi: 10.1130/G31815.1.
- MCHUGH, C.M., KANAMATSU, T., SEEBER, L., BOPP, R., CORMIER, M.H., & USAMI, K. **2016**. Remobilization of surficial slope sediment triggered by the A.D. 2011 Mw 9 Tohoku-Oki earthquake and tsunami along the Japan Trench. *Geology*, 44, 391–394, doi: 10.1130/G37650.1.
- MCHUGH, C.M., SEEBER, L., RASBURY, T., STRASSER, M., KIOKA, A., KANAMATSU, T., IKEHARA, K., & USAMI, K. **2020**. Isotopic and sedimentary signature of megathrust ruptures along the Japan subduction margin. *Marine Geology*, 428, 106283, doi: 10.1016/j.margeo.2020.106283.
- MESCHEDE, M. & FRISCH, W. **1998**. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00157-7.

- MIGEON, S., WEBER, O., FAUGERES, C., & SAINT, J. **1999**. SCOPIX : A new X-ray imaging system for core analysis. 251–255.
- MIGEON, S., GARIBALDI, C., RATZOV, G., SCHMIDT, S., COLLOT, J.Y., ZARAGOSI, S., & TEXIER, L. **2017**. Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the north Ecuador/south Colombia margin and their implication for paleoseismology. *Marine Geology*, 384, 47–62, doi: 10.1016/j.margeo.2016.09.008.
- MOLENAAR, A., MOERNAUT, J., & WIEMER, G. **2019**. Earthquake Impact on Active Margins : Tracing Surface Remobilization and Seismic Strengthening in a Slope Sedimentary Sequence. *Geophysical Research Letters*. 6015–6023.
- MOLNAR, P. & SYKES, L.R. **1969**. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 74, 1639–1684.
- MORELLÓN, M., ANSELMETTI, F.S., VALERO-GARCÉS, B., GIRALT, S., ARIZTEGUI, D., SÁEZ, A., MATA, M.P., BARREIRO-LOSTRES, F., RICO, M., & MORENO, A. **2014**. The influence of subaquatic springs in lacustrine sedimentation: Origin and paleoenvironmental significance of homogenites in karstic Lake Banyoles (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 311, 96–111, doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.07.004.
- MOUNTJOY, J.J., HOWARTH, J.D., ORPIN, A.R., BARNES, P.M., BOWDEN, D.A., ROWDEN, A.A., SCHIMMEL, A.C.G., HOLDEN, C., HORGAN, H.J., NODDER, S.D., PATTON, J.R., LAMARCHE, G., GERSTENBERGER, M., MICALLEF, A., PALLENTIN, A., & KANE, T. **2018**. Earthquakes drive large-scale submarine canyon development and sediment supply to deep-ocean basins. *Science Advances*, 4, 1–9, doi: 10.1126/sciadv.aar3748.
- MULDER, T. & COCHONAT, P. **1996**. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 269–299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J.P.M. **1996**. Climatic and morphologic relationships of rivers: Implications of sea-level fluctuations on river loads. *Journal of Geology*, 104, 509–523, doi: 10.1086/629849.
- MULDER, T., SYVITSKI, J.P.M., MIGEON, S., FAUGÈRES, J.C., & SAVOYE, B. **2003**. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 861–882, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003.
- MULDER, T., ZARAGOSI, S., RAZIN, P., GRELAUD, C., LANFUMEY, V., & BAVOIL, F. **2009**. A new conceptual model for the deposition process of homogenite: Application to a cretaceous megaturbidite of

- the western Pyrenees (Basque region, SW France). *Sedimentary Geology*, 222, 263–273, doi: 10.1016/j.sedgeo.2009.09.013.
- MULDER, T., DUCASSOU, E., GILLET, H., HANQUIEZ, V., TOURNADOUR, E., COMBES, J., EBERLI, G.P., KINDLER, P., GONTHIER, E., CONESA, G., ROBIN, C., SIANIPAR, R., REIJMER, J.J.G., & FRANÇOIS, A. **2012a**. Canyon morphology on a modern carbonate slope of the bahamas: Evidence of regional tectonic tilting. *Geology*, 40, 771–774, doi: 10.1130/G33327.1.
- MULDER, T., DUCASSOU, E., EBERLI, G.P., HANQUIEZ, V., GONTHIER, E., KINDLER, P., PRINCIPAUD, M., FOURNIER, F., LÉONIDE, P., BILLEAUD, I., MARSSET, B., REIJMER, J.J.G., BONDU, C., JOUSSIAUME, R., & PAKIADES, M. **2012b**. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology*, 40, 603–606, doi: 10.1130/G32972.1.
- MULDER, T., DUCASSOU, E., GILLET, H., HANQUIEZ, V., PRINCIPAUD, M., CHABAUD, L., EBERLI, G.P., KINDLER, P., BILLEAUD, I., GONTHIER, E., FOURNIER, F., LEONIDE, P., & BORGOMANO, J. **2014**. First Discovery of Channel-Levee Complexes In A Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 1139–1146, doi: 10.2110/jsr.2014.90.
- MULDER, T., JOUMES, M., HANQUIEZ, V., GILLET, H., REIJMER, J.J.G., TOURNADOUR, E., CHABAUD, L., PRINCIPAUD, M., SCHNYDER, J.S.D., BORGOMANO, J., FAUQUEMBERGUE, K., DUCASSOU, E., & BUSSON, J. **2017**. Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas). *Marine and Petroleum Geology*, 83, 26–34, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2017.03.002.
- MULDER, T., GILLET, H., HANQUIEZ, V., REIJMER, J.J.G., DROXLER, A.W., RECOUVREUR, A., FABREGAS, N., CAVAILHES, T., FAUQUEMBERGUE, K., BLANK, D.G., GUIASTRENNÉ, L., SEIBERT, C., BASHAH, S., BUJAN, S., DUCASSOU, E., PRINCIPAUD, M., CONESA, G., LE GOFF, J., RAGUSA, J., BUSSON, J., & BORGOMANO, J. **2019**. Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting. *Marine Geology*, 407, 316–333, doi: 10.1016/j.margeo.2018.11.003.
- MULLER, R.D. & SMITH, W.H.F. **1993**. Deformation of the oceanic crust between the North American and South American plates. *Journal of Geophysical Research*, 98, 8275–8291, doi: 10.1029/92JB02863.
- MULLER, R.D., ROEST, W.R., ROYER, J.-Y., GAHAGAN, L.M., & SCALTER, J.G. **1993**. A Digital Age Map of the Ocean Floor. *Scripps Institution of Oceanography Reference Series*, 30.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.R. **1991**. An integrated approach to the study of turbidite systems. In: Springer (ed.) *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite*

- Systems*. New York, NY, 75–106.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. **1975**. Turbidites of the northern Apennines, introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20, 125–166.
- MUTTI, E., LUCCHI, F.R., SEGURET, M., & ZANZUCCHI, G. **1984**. Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, 103–116, doi: 10.1016/0025-3227(84)90135-X.
- NAKAJIMA, T. & KANAI, Y. **2000**. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135, 1–19, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00059-2.
- NILSEN, T.H. **2000**. The Hilt Bed, an Upper Cretaceous compound basin-plain seismoturbidite in the Hornbrook Forearch Basin of southern Oregon and northern California, USA. *Sedimentary Geology*, 135, 51–63, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00062-2.
- NITTROUER, C.A. & WRIGHT, L.D. **1994**. Transport of particles across continental shelves. *Reviews of Geophysics*, 32, 85–113.
- NODA, A., TUZINO, T., KANAI, Y., FURUKAWA, R., & UCHIDA, J. ICHI. **2008**. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2008.05.015.
- NORMARK, W.R., POSAMENTIER, H., & MUTTI, E. **1993**. Turbidite systems: state of the art and future directions. *Reviews of Geophysics*, 31, 91–116.
- NYBERG, B., HELLAND-HANSEN, W., GAWTHORPE, R.L., SANDBAKKEN, P., EIDE, C.H., SØMME, T., HADLER-JACOBSEN, F., & LEIKNES, S. **2018**. Revisiting morphological relationships of modern source-to-sink segments as a first-order approach to scale ancient sedimentary systems. *Sedimentary Geology*, 373, 111–133, doi: 10.1016/j.sedgeo.2018.06.007.
- O'LOUGHLIN, K.F. & LANDER, J.F. **2003**. *Caribbean Tsunamis: A 500-Year History from 1498-1998*. Kluwer, Dordrecht.
- PACHECO, J.F. & SYKES, L.R. **1992**. Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1306–1349.
- PASSEGA, R. **1964**. Grain size representation by CM patterns as a geologic tool. *Journal of Sedimentary Research*, 34, 830–847, doi: 10.1306/74d711a4-2b21-11d7-8648000102c1865d.
- PATERNE, M., FEUILLET, N., CABIOCH, G., CORTIJO, E., BLAMART, D., WEILL-ACCARDO, J., BONNEAU, L., COLIN, C., DOUVILLE, E., & PONS-BRANCHU, E. **2018**. Reservoir ages in the western tropical north atlantic from

- one coral off martinique Island (lesser antilles). *Radiocarbon*, 60, 639–652, doi: 10.1017/RDC.2017.118.
- PATRIAT, M., PICHOT, T., WESTBROOK, G.K., UMBER, M., DEVILLE, E., BÉNARD, F., ROEST, W.R., & LOUBRIEU, B. **2011**. Evidence for Quaternary convergence across the North America-South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles. *Geology*, 39, 979–982, doi: 10.1130/G32474.1.
- PATTON, J.R., GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., ROMSOS, C., BLACK, B., DJADJADIHARDJA, Y., & UDREKH. **2013**. Seismoturbidite record as preserved at core sites at the Cascadia and Sumatra-Andaman subduction zones. *Natural Hazards and Earth System Science*, 13, 833–867, doi: 10.5194/nhess-13-833-2013.
- PATTON, J.R., GOLDFINGER, C., MOREY, A.E., IKEHARA, K., ROMSOS, C., STONER, J., DJADJADIHARDJA, Y., UDREKH, ARDHYASTUTI, S., GAFFAR, E.Z., & VIZCAINO, A. **2015**. A 6600 year earthquake history in the region of the 2004 Sumatra- Andaman subduction zone earthquake. *Geosphere*, 11, 2067–2129, doi: 10.1130/GES01066.1.
- PAULATTO, M., LAIGLE, M., GALVE, A., CHARVIS, P., SAPIN, M., BAYRAKCI, G., EVAÏN, M., & KOPP, H. **2017**. Dehydration of subducting slow-spread oceanic lithosphere in the Lesser Antilles. *Nature Communications*, 8, 1–11, doi: 10.1038/ncomms15980.
- PELINOVSKY, E., ZAHIBO, N., DUNKLEY, P., & EDMONDS, M. **2003**. Tsunami Generated By the Volcano Eruption on. *Science*, 22, 44–57.
- PETERSON, E.T. & SENO, T. **1984**. Factors Affecting Seismic Moment Release Rates in Subduction Zones. *Journal of Geophysical Research*, 89, 10233–10248.
- PHILIBOSIAN, B., FEUILLET, N., JACQUES, E., WEIL ACCARDO, J., MERIAUX, A.S.B., GUIHOU, A., & ANGLADE, A. **2014**. Seismic Cycle Observations of the Lesser Antilles Megathrust Based on Coral Microatolls. *AGU Fall Meeting 2014, San Francisco, United States*.
- PHILIBOSIAN, B., FEUILLET, N., JACQUES, E., WEIL ACCARDO, J., MERIAUX, A.S.B., GUIHOU, A., & ANGLADE, A. **2015**. 20th-Century Strain Accumulation on the Lesser Antilles Megathrust Based on Coral Microatolls. *AGU Fall Meeting 2015, San Francisco, United States*.
- PICHOT, T. **2012**. *Les Rides de Barracuda et de Tiburon, à l'Est de La Subduction Des Petites Antilles : Origine, Évolution et Conséquences Géodynamiques*.
- PICHOT, T., PATRIAT, M., WESTBROOK, G.K., NALPAS, T., GUTSCHER, M.A., ROEST, W.R., DEVILLE, E., MOULIN, M., ASLANIAN, D., & RABINEAU, M. **2012**. The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America-South America

- plate boundary zone. *Marine Geology*, 303–306, 154–171, doi: 10.1016/j.margeo.2012.02.001.
- PINDELL, J.L. & 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*, 328, 1.1--55, doi: 10.1144/SP328.1.
- PIPER, D.J.W. & NORMARK, W.R. **2009**. Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 347–362, doi: 10.2110/jsr.2009.046.
- POLONIA, A., PANIERI, G., GASPERINI, L., GASPAROTTO, G., BELLUCCI, L.G., & TORELLI, L. **2013**. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 112–140, doi: 10.1029/2012GC004402.
- POLONIA, A., NELSON, C.H., ROMANO, S., VAIANI, S.C., COLIZZA, E., GASPAROTTO, G., & GASPERINI, L. **2017a**. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Marine Geology*, 384, 177–198, doi: 10.1016/j.margeo.2016.05.010.
- POLONIA, A., NELSON, C.H., ROMANO, S., VAIANI, S.C., COLIZZA, E., GASPAROTTO, G., & GASPERINI, L. **2017b**. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Marine Geology*, 384, 177–198, doi: 10.1016/j.margeo.2016.05.010.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. **1988**. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and Systems tract models. In: *Sea-Level Changes—An Integrated Approach*.
- POUDEROUX, H., LAMARCHE, G., & PROUST, J.N. **2012a**. Building an 18 000-year-long paleo-earthquake record from detailed deep-sea turbidite characterisation in Poverty Bay, New Zealand. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, 2077–2101, doi: 10.5194/nhess-12-2077-2012.
- POUDEROUX, H., PROUST, J.N., LAMARCHE, G., ORPIN, A., & NEIL, H. **2012b**. Postglacial (after 18ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand): Characterisation, timing and origin of turbidites. *Marine Geology*, doi: 10.1016/j.margeo.2011.11.002.
- POUDEROUX, H., PROUST, J.N., & LAMARCHE, G. **2014**. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from Turbidite record since 16ka. *Quaternary Science Reviews*, 84, 116–131, doi: 10.1016/j.quascirev.2013.11.015.
- PRAET, N., MOERNAUT, J., VAN DAELE, M., BOES, E., HAEUSSLER, P.J., STRUPLER, M., SCHMIDT, S., LOSO, M.G., & DE BATIST, M. **2017**. Paleoseismic potential of sublacustrine landslide records in a high-seismicity setting (south-central Alaska). *Marine Geology*, 384, 103–119, doi: 10.1016/j.margeo.2016.05.004.

- PRATSON, L.F. & COAKLEY, B.J. **1996**. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Bulletin of the Geological Society of America*, 108, 225–234, doi: 10.1130/0016-7606(1996)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2.
- PRATSON, L.F., RYAN, W.B.F., MOUNTAIN, G.S., & TWICHELL, D.C. **1994**. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 395–412, doi: 10.1130/0016-7606(1994)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2.
- PRINCIPAUD, M., MULDER, T., GILLET, H., & BORGOMANO, J. **2015**. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sedimentary Geology*, 317, 27–42, doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.10.008.
- PRINCIPAUD, M., MULDER, T., HANQUIEZ, V., DUCASSOU, E., EBERLI, G.P., CHABAUD, L., & BORGOMANO, J. **2018**. Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). *Sedimentology*, 65, 2088–2116, doi: 10.1111/sed.12458.
- PUGA-BERNABÉU, Á., WEBSTER, J.M., BEAMAN, R.J., & GUILBAUD, V. **2011**. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate-siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology*, 289, 100–116, doi: 10.1016/j.margeo.2011.09.013.
- PUGA-BERNABÉU, Á., WEBSTER, J.M., BEAMAN, R.J., & GUILBAUD, V. **2013**. Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: The influence of slope and barrier reefs. *Geomorphology*, 191, 35–50, doi: 10.1016/j.geomorph.2013.03.001.
- PUGA-BERNABÉU, Á., WEBSTER, J.M., BEAMAN, R.J., REIMER, P.J., & RENEMA, W. **2014**. Filling the gap: A 60ky record of mixed carbonate-siliciclastic turbidite deposition from the Great Barrier Reef. *Marine and Petroleum Geology*, 50, 40–50, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2013.11.009.
- RATZOV, G., COLLOT, J.Y., SOSSON, M., & MIGEON, S. **2010**. Mass-transport deposits in the northern Ecuador subduction trench: Result of frontal erosion over multiple seismic cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, 296, 89–102, doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.048.
- RATZOV, G., CATTANEO, A., BABONNEAU, N., DÉVERCHÈRE, J., YELLES, K., BRACENE, R., & COURBOULEX, F. **2015**. Holocene turbidites record earthquake supercycles at a slow-rate plate boundary. *Geology*, 43, 331–334, doi: 10.1130/G36170.1.
- READING, H.G. & RICHARDS, M. **1994**. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain

- size and feeder system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 792–822, doi: 10.1306/a25fe3bf-171b-11d7-8645000102c1865d.
- REID, A. & PLUMLEY, W. **1991**. MAP. 18, 565–568.
- REID, R.P., CAREY, S.N., & ROSS, D.R. **1996**. Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, 108, 78–100, doi: 10.1130/0016-7606(1996)108<0078:LQSITL>2.3.CO;2.
- REIJMER, JOHN J.G., PALMIERI, P., GROEN, R., & FLOQUET, M. **2015**. Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? *Sedimentary Geology*, 317, 53–70, doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.10.013.
- REIJMER, J. J.G., MULDER, T., & BORGOMANO, J. **2015**. Carbonate slopes and gravity deposits. *Sedimentary Geology*, 317, 1–8, doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.12.001.
- REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., RAMSEY, C.B., BUCK, C.E., CHENG, H., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNEY, C.S.M., & VAN DER PLICHT, J. **2013**. Intcal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years Cal Bp. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887, doi: 10.1017/S0033822200048864.
- REY, T., CANDELA, T., BELMADANI, A., PALANY, P., KRIEN, Y., RAPHAEL, C., GHERARDI, M., MATTHIEU, P., & ZAHIBO, N. **2019**. Coastal Processes and Influence on Damage to Urban Structures during Hurricane Irma, Indies, French West.
- REYMER, J.J.G., SCHLAGER, W., & DROXLER, A.W. **1988**. 15. Site 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian basin. *Proceedings of the ocean drilling program: Bahamas: Covering Leg 101*, 101, 213–220, doi: 10.2973/odp.proc.sr.101.137.1988.
- RHEIN, M., STRAMMA, L., & KRAHMANN, G. **1998**. The spreading of Antarctic bottom water in the tropical Atlantic. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 45, 507–527, doi: 10.1016/S0967-0637(97)00030-7.
- ROBSON, G.R. **1964**. An earthquake catalogue for the Eastern Caribbean 1530–1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 785–832.
- ROBSON, G.R., BARR, K.G., & SMITH, G.W. **1962**. Earthquake Series in St. Kitts–Nevis 1961–62. *Nature*, 195, 972–974, doi: 10.1038/195972a0.

- ROTHWELL, R.G., THOMSON, J., & KÄHLER, G. **1998**. Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene 'megaturbidite' in the western Mediterranean Sea. *Nature*, 392, 377–380, doi: 10.1038/255242a0.
- ROTHWELL, R.G., REEDER, M.S., ANASTASAKIS, G., STOW, D.A.V., THOMSON, J., & KÄHLER, G. **2000**. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*, 135, 75–88, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00064-6.
- ROTHWELL, R.G., HOOGAKKER, B., THOMSON, J., CROUDACE, I.W., & FRENZ, M. **2006**. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3 : an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis Downloaded from <http://sp.lyellcollection.org>. In: Rothwell, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. 79–98.
- ROWE, D.-A., KHAN, S., & ROBINSON, E. **2009**. Hurricanes or tsunami? Comparative analysis of extensive boulder arrays along the southwest and north coasts of Jamaica: lessons for coastal management. *Global change and Caribbean vulnerability*, 49–73.
- SAFFER, D.M. & TOBIN, H.J. **2011**. Hydrogeology and Mechanics of Subduction Zone Forearcs: Fluid Flow and Pore Pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39, 157–186, doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133408.
- SAN PEDRO, L. **2016**. *Déformation de La Marge Est-Sicile et de l'arc Calabrais :Vétude Paléosismologique à Travers l'enregistrement Sédimentaire Des Turbidites*. Université de Bretagne occidentale - Brest.
- SAN PEDRO, L., BABONNEAU, N., GUTSCHER, M.A., & CATTANEO, A. **2017a**. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. *Marine Geology*, 384, 199–213, doi: 10.1016/j.margeo.2016.05.005.
- SAN PEDRO, L., BABONNEAU, N., GUTSCHER, M.A., & CATTANEO, A. **2017b**. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. *Marine Geology*, 384, 199–213, doi: 10.1016/j.margeo.2016.05.005.
- SAUNDERS, M.A., KLOTZBACH, P.J., & LEA, A.S.R. **2017**. Replicating annual North Atlantic hurricane activity 1878-2012 from environmental variables. *Journal of Geophysical Research*, 122, 6284–6297, doi: 10.1002/2017JD026492.
- SCHEFFERS, A. **2006**. Sedimentary impacts of Holocene tsunami events from the intra Americas seas and Southern Europe: A review. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 146, 7–37.

- SCHELLART, W.P. & RAWLINSON, N. **2013**. Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 225, 41–67, doi: 10.1016/j.pepi.2013.10.001.
- SCHLAGER, W. & CAMBER, O. **1986**. Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology*, 14, 762–765, doi: 10.1130/0091-7613(1986)14<762:SSADUA>2.0.CO;2.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G., & DROXLER, A. **1994**. Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research B: Stratigraphy & Global Studies*, 270–281, doi: 10.1306/d4267faa-2b26-11d7-8648000102c1865d.
- SCHMITT, G.A. & JANSEN, E. **2006**. The 8.2 kyr event. PAGES. *CLIVAR Workshop Report. PAGES News*, 14, 9–28.
- SEIBERT, C. **2019**. *Transferts Sédimentaires et Grands Séismes Dans l'Arc Des Petites Antilles: Apport de La Paléosismologie En Mer*. Université Sorbonne Paris Cité, Paris, France.
- SHANMUGAM, G. **2016**. *Submarine Fans: A Critical Retrospective (1950–2015)*. Elsevier Ltd, doi: 10.1016/j.jop.2015.08.011.
- SHANMUGAN, G. **2000**. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285–342.
- SHEPARD, F.P. **1981**. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65, 1062–1077.
- SHEPHERD, J.B. **1992**. Comment on “Subduction and seismic hazard in the Lesser Antilles” by Pascal Bernard and Jerome Lambert. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82, 1534–1543.
- SHIKI, T., KUMON, F., INOUCHI, Y., KONTANI, Y., SAKAMOTO, T., TATEISHI, M., MATSUBARA, H., & FUKUYAMA, K. **2000**. Sedimentary features of the seismo-turbidites, Lake Biwa, Japan. *Sedimentary Geology*, 135, 37–50, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00061-0.
- SIEH, K., NATAWIDJAJA, D.H., MELTZNER, A.J., SHEN, C.C., CHENG, H., LI, K.S., SUWARGADI, B.W., GALETZKA, J., PHILIBOSIAN, B., & EDWARDS, R.L. **2008**. Earthquake supercycles inferred from sea-level changes recorded in the corals of west Sumatra. *Science*, 322, 1674–1678, doi: 10.1126/science.1163589.
- SIGURDSSON, H., SPARKS, R.S.J., CAREY, S.N., & HUANG, T.C. **1980**. Volcanogenic Sedimentation in the Lesser Antilles Arc. *The Journal of Geology*, 88, 523–540.

- SIMONS, M., MINSON, S.E., SLADEN, A., ORTEGA, F., JIANG, J., OWEN, S.E., MENG, L., AMPUERO, J.-P., WEI, S., CHU, R., HELMBERGER, D.V., KANAMORI, H., HETLAND, E., MOORE, A.W., & WEBB, F.H. **2011**. The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-Oki Earthquake: Mosaicking the Megathrust from Seconds to Centuries. *Science*, 332, 1421–1425, doi: 10.1126/Science.1206731.
- SISAVATH, E. **2011**. *Processus de Transfert Des Éléments Volcanodétritiques Dans Les Plaines Abyssales Autour de l'île de La Réunion (Océan Indien) : Exemple Du Système Turbiditique de Cilaos*. Université de la Réunion.
- SMITH, D. **2013**. Tectonics: Mantle spread across the sea floor. *Nature Geoscience*, 6, 247–248, doi: 10.1038/ngeo1786.
- SMITH, D.K., ESCARTI, J., SCHOUTEN, H., & CANN, J.R. **2008**. Fault rotation and core complex formation: Significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13 °–15 ° N), doi: 10.1029/2007GC001699.
- SMOOT, J.P., LITWIN, R.J., BISCHOFF, J.L., & LUND, S.J. **2000**. Sedimentary record of the 1872 earthquake and 'Tsunami' at Owens Lake, southeast California. *Sedimentary Geology*, 135, 241–254, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00075-0.
- SPEED, R.C. **1985**. Cenozoic collision of the Lesser Antilles Arc and continental South America and the origin of the El Pilar Fault. *Tectonics*, 4, 41–69, doi: 10.1029/TC004i001p00041.
- ST.-ONGE, G., MULDER, T., PIPER, D.J.W., HILLAIRE-MARCEL, C., & STONER, J.S. **2004**. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): A Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews*, 23, 283–294, doi: 10.1016/j.quascirev.2003.03.001.
- STANLEY, D.J. **1981**. Unifites: structureless muds of gravity-flow origin in Mediterranean basins. *Geo-Marine Letters*, 1, 77–83, doi: 10.1007/BF02463322.
- STANLEY, D.J. & BLANPIED, C. **1981**. Uniform Mud (Uniflte) Deposition in the Hellenic Trench , Eastern Mediterranean. *Smithonian contribution to the marine sciences*, 13.
- STANLEY, D.J. & MALDONADO, A. **1981**. Depositional models for fine-grained sediment in the western Hellenic Trench, Eastern Mediterranean. *Sedimentology*, 28, 273–290, doi: 10.1111/j.1365-3091.1981.tb01680.x.
- STEIN, R.S., BARKA, A.A., & DIETERICH, J.H. **1997**. Earthquake Stress Triggering. *Geophysical Journal International*, 594–604.
- STEIN, S., ENGELN, J.F., WIENS, D.A., FUJITA, K., & SPEED, C. **1982**. the island of Barbados [Chase and

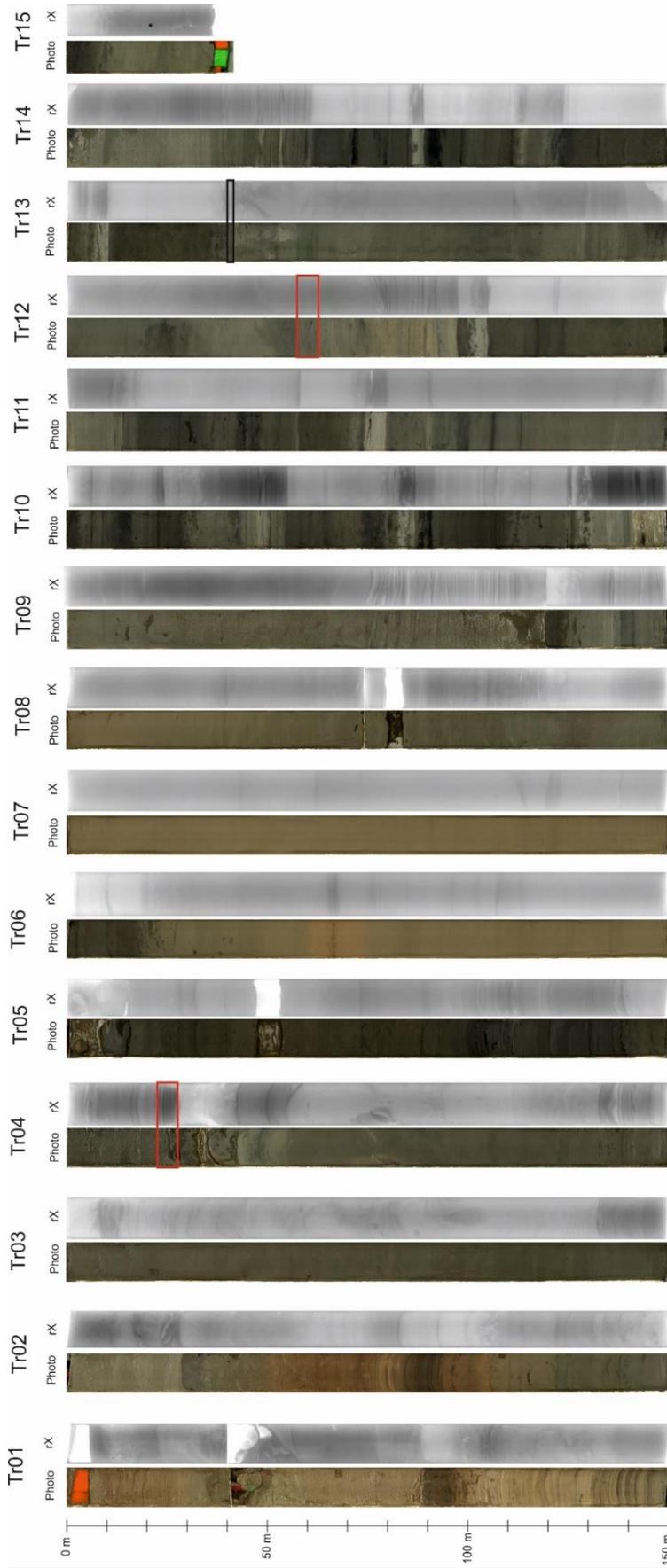
- Bunce , 1969 ; Benioff zone seismicity [Tomblin , 1975], is Behind the arc lies the sedi-
Bathymetry after Case and Holcombe [1980]; 1950-1960 locations and magnitudes from Sykes
and Ewing [1965]; later data from N. *Journal of Geophysical Research*, 87, 8642–8664.
- STEIN, S., ENGELN, J.F., WIENS, D.A., SPEED, R.C., & FUJITA, K. **1983**. Slow subduction of old lithosphere in
the Lesser Antilles. *Tectonophysics*, 99, 139–148.
- STEPHAN, J.-F., MERCIER DE LEPINAY, B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., CARFANTAN, J.-F., OLIVET, J.-L., VILA,
J.-M., BOUYASSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THERY, J.-M., TOURNON, J., BLANCHET, R., & DERCOURT,
J. **1990**. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la
Societe Geologique de France*, 8, 915–919.
- STETSON, H.C. & SMITH, J.F. **1937**. Behavior of suspension currents and mud slides on the continental
slope. *American Journal of Science*, 35, 1–13.
- STOW, D.A.V. & MAYALL, M. **2000**. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century.
Marine and Petroleum Geology, 17, 125–135, doi: 10.1016/S0264-8172(99)00064-1.
- STOW, D.A.V. & SMILLIE, Z. **2020**. Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies :
- STOW, D.A. V. & SHANMUGAM, G. **1980**. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison
of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25, 23–42.
- STOW, D.A. V., READING, H.G., & COLLINSON, J.D. **1996**. Deep seas. In: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary
Environments*. 395–454.
- STRASSER, M., ANSELMETTI, F.S., FÄH, D., GIARDINI, D., & SCHNELLMANN, M. **2006**. Magnitudes and source
areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes.
Geology, 34, 1005–1008.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. **1993**. Extended program. *Radiocarbon*, 35, 215–230.
- SUMNER, E.J., SITI, M.I., MCNEILL, L.C., TALLING, P.J., HENSTOCK, T.J., WYNN, R.B., DJAJADIHARDJA, Y.S., &
PERMANA, H. **2013**. Can turbidites be used to reconstruct a paleoearthquake record for the
central Sumatran margin? *Geology*, 41, 763–766, doi: 10.1130/G34298.1.
- SWENSON, J.L. & BECK, S.L. **1996**. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and
earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pure and Applied
Geophysics*, 146, doi: 10.1007/bf00876670.
- SYKES, L.R. & EWING, M. **1965**. The seismicity of the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research*,
70, 5065–5074, doi: 10.1029/jz070i020p05065.

- SYLVESTER, Z. & LOWE, D.R. **2004**. Textural trends in turbidites and slurry beds from the Oligocene flysch of the East Carpathians, Romania. *Sedimentology*, 51, 945–972, doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00653.x.
- SYMITHE, S., CALAIS, E., CHABALIER, J.B. DE, ROBERTSON, R., & HIGGINS, M. **2015**. Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 120, 3748–3774, doi: 10.1002/2014JB011779.
- TALLING, P.J. **2014**. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Marine Geology*, 352, 155–182, doi: 10.1016/j.margeo.2014.02.006.
- TANTY, C., VALET, J.-P., CARLUT, J., BASSINOT, F., & ZARAGOSI, S. **2016**. Acquisition of detrital magnetization in four turbidites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 17, 3207–3223, doi: doi:10.1002/2016GC006378.
- TCHEREPANOV, E.N., DROXLER, A.W., LAPOINTE, P., & MOHN, K. **2008**. Carbonate seismic stratigraphy of the Gulf of Papua mixed depositional system: Neogene stratigraphic signature and eustatic control. *Basin Research*, 20, 185–209, doi: 10.1111/j.1365-2117.2008.00364.x.
- TEN BRINK, U., DANFORTH, W., POLLONI, C., ANDREWS, B., LLANES, P., SMITH, S., PARKER, E., & UOZUMI, T. **2004**. New seafloor map of the puerto rico trench helps assess earthquake and tsunami hazards. *Eos*, 85, doi: 10.1029/2004EO370001.
- TEN BRINK, U.S., BAKUN, W.H., & FLORES, C.H. **2011**. Historical perspective on seismic hazard to Hispaniola and the northeast Caribbean region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116, 1–15, doi: 10.1029/2011JB008497.
- THOMSON, J., CROUDACE, I.W., & ROTHWELL, R.G. **2006**. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units Downloaded from <http://sp.lyellcollection.org/> at Universite Nice Sophia Antipolis. In: Rothwell, R. G. (ed.) *New Techniques in Sediment Core Analysis*. 65–77.
- TICHELAAR, B.W. & RUFF, L.J. **1993**. Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 98, 2017–2037, doi: 10.1029/92JB02045.
- TOURNADOUR, E., MULDER, T., BORGOMANO, J., HANQUIEZ, V., DUCASSOU, E., & GILLET, H. **2015**. Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. *Sedimentary Geology*, 317, 9–26, doi: 10.1016/j.sedgeo.2014.10.003.

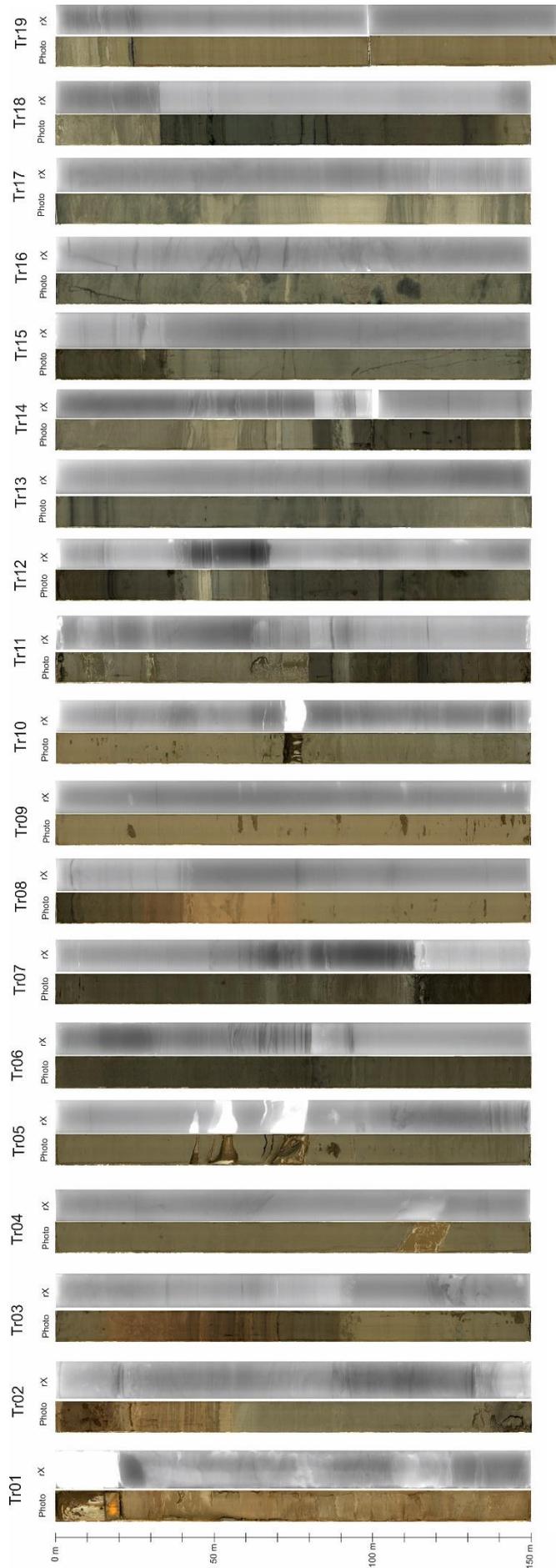
- TOURNADOUR, E., MULDER, T., BORGOMANO, J., GILLET, H., CHABAUD, L., DUCASSOU, E., HANQUIEZ, V., & ETIENNE, S. **2017**. Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. *Marine Geology*, 391, 76–97, doi: 10.1016/j.margeo.2017.07.014.
- TROFIMOV, J., FISHER, J.K., MACDONALD, H.A., TALLING, P.J., SPARKS, R.S.J., HART, M.B., SMART, C.W., BOUDON, G., DEPLUS, C., KOMOROWSKI, J.C., LE FRIANT, A., MORETON, S.G., & LENG, M.J. **2010**. Evidence for carbonate platform failure during rapid sea-level rise; ca 14 000 year old bioclastic flow deposits in the Lesser Antilles. *Sedimentology*, 57, 735–759, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01117.x.
- USAMI, K., IKEHARA, K., JENKINS, R.G., & ASHI, J. **2017**. Benthic foraminiferal evidence of deep-sea sediment transport by the 2011 Tohoku-oki earthquake and tsunami. *Marine Geology*, 384, 214–224, doi: 10.1016/j.margeo.2016.04.001.
- USAMI, K., IKEHARA, K., KANAMATSU, T., & MCHUGH, C.M. **2018**. Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years. *Geoscience Letters*, 5, doi: 10.1186/s40562-018-0110-2.
- VAN BENTHEM, S., GOVERS, R., & WORTEL, R. **2014**. What drives microplate motion and deformation in the northeastern Caribbean plate boundary region? *Tectonics*, 33, 850–873, doi: 10.1002/2013TC003402.
- VAN DAELE, M., CNUUDE, V., DUYCK, P., PINO, M., URRUTIA, R., & DE BATIST, M. **2014a**. Multidirectional, synchronously-triggered seismo-turbidites and debrites revealed by X-ray computed tomography (CT). *Sedimentology*, 61, 861–880, doi: 10.1111/sed.12070.
- VAN DAELE, M., MOERNAUT, J., SILVERSMIT, G., SCHMIDT, S., FONTIJN, K., HEIRMAN, K., VANDOORNE, W., DE CLERCQ, M., VAN ACKER, J., WOLFF, C., PINO, M., URRUTIA, R., ROBERTS, S.J., VINCZE, L., & DE BATIST, M. **2014b**. The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 126, 481–498, doi: 10.1130/B30798.1.
- VAN DAELE, M., MEYER, I., MOERNAUT, J., DE DECKER, S., VERSCHUREN, D., & DE BATIST, M. **2017**. A revised classification and terminology for stacked and amalgamated turbidites in environments dominated by (hemi)pelagic sedimentation. *Sedimentary Geology*, 357, 72–82, doi: 10.1016/j.sedgeo.2017.06.007.
- VAN RIJSINGEN, E., LALLEMAND, S., PEYRET, M., ARCAÏ, D., HEURET, A., FUNICIELLO, F., & CORBI, F. **2018**. How

- Subduction Interface Roughness Influences the Occurrence of Large Interplate Earthquakes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19, 2342–2370, doi: 10.1029/2018GC007618.
- VÖTT, A., HADLER, H., KOSTER, B., MATTHES-SCHMIDT, M., RÖBKE, B.R., WILLERSHÄUSER, T., & REICHERTER, K. **2018**. Returning to the facts: Response to the refusal of tsunami traces in the ancient harbour of Lechaion (Gulf of Corinth, Greece) by ‘non-catastrophists’ - Reaffirmed evidence of harbour destruction by historical earthquakes and tsunamis in AD 69-79 and the . *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61, 275–302, doi: 10.1127/zfg/2018/0519.
- WALLACE, L.M. & EBERHART-PHILLIPS, D. **2013**. Newly observed, deep slow slip events at the central Hikurangi margin, New Zealand: Implications for downdip variability of slow slip and tremor, and relationship to seismic structure. *Geophysical Research Letters*, 40, 5393–5398, doi: 10.1002/2013GL057682.
- WEIL-ACCARDO, J., FEUILLET, N., JACQUES, E., DESCHAMPS, P., BEAUDUCEL, F., CABIOCH, G., TAPPONNIER, P., SAUREL, J.M., & GALETZKA, J. **2016**. Two hundred thirty years of relative sea level changes due to climate and megathrust tectonics recorded in coral microatolls of Martinique (French West Indies). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 2873–2903, doi: 10.1002/2015JB012406.
- WETZEL, A. & UNVERRICHT, D. **2013**. A muddy megaturbidite in the deep central South China Sea deposited ~350yrsBP. *Marine Geology*, 346, 91–100, doi: 10.1016/j.margeo.2013.08.010.
- WILMORE, P.R. **1952**. The earthquake series in St. Kitts-Nevis, 1950–51. *Nature*, 169, 770–772.
- WILSON, P.A. & ROBERTS, H.H. **1995**. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahamas Banks. *Journal of Sedimentary Research*, A65, 45–56.
- WOERTHER, P. & FERRANT, A. **2016**. *Mission CASEIS – Opérations de Carottage*.
- ZAHIBO, N. & PELINOVSKY, E.N. **2001**. Evaluation of tsunami risk in the Lesser Antilles. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1, 221–231, doi: 10.5194/nhess-1-221-2001.
- ZAHIBO, N., PELINOVSKY, E., YALCINER, A., KURKIN, A., KOSELKOV, A., & ZAITSEV, A. **2003**. The 1867 Virgin Island tsunami: Observations and modeling. *Oceanologica Acta*, 26, 609–621, doi: 10.1016/S0399-1784(03)00059-8.
- ZARAGOSI, S. **2001**. *Les Systèmes Turbiditiques Profonds de La Marge Celtique Armoricaire (Golfe de Gascogne): Physiographie et Évolution Au Cours Des Derniers 30 000 Ans*. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I.

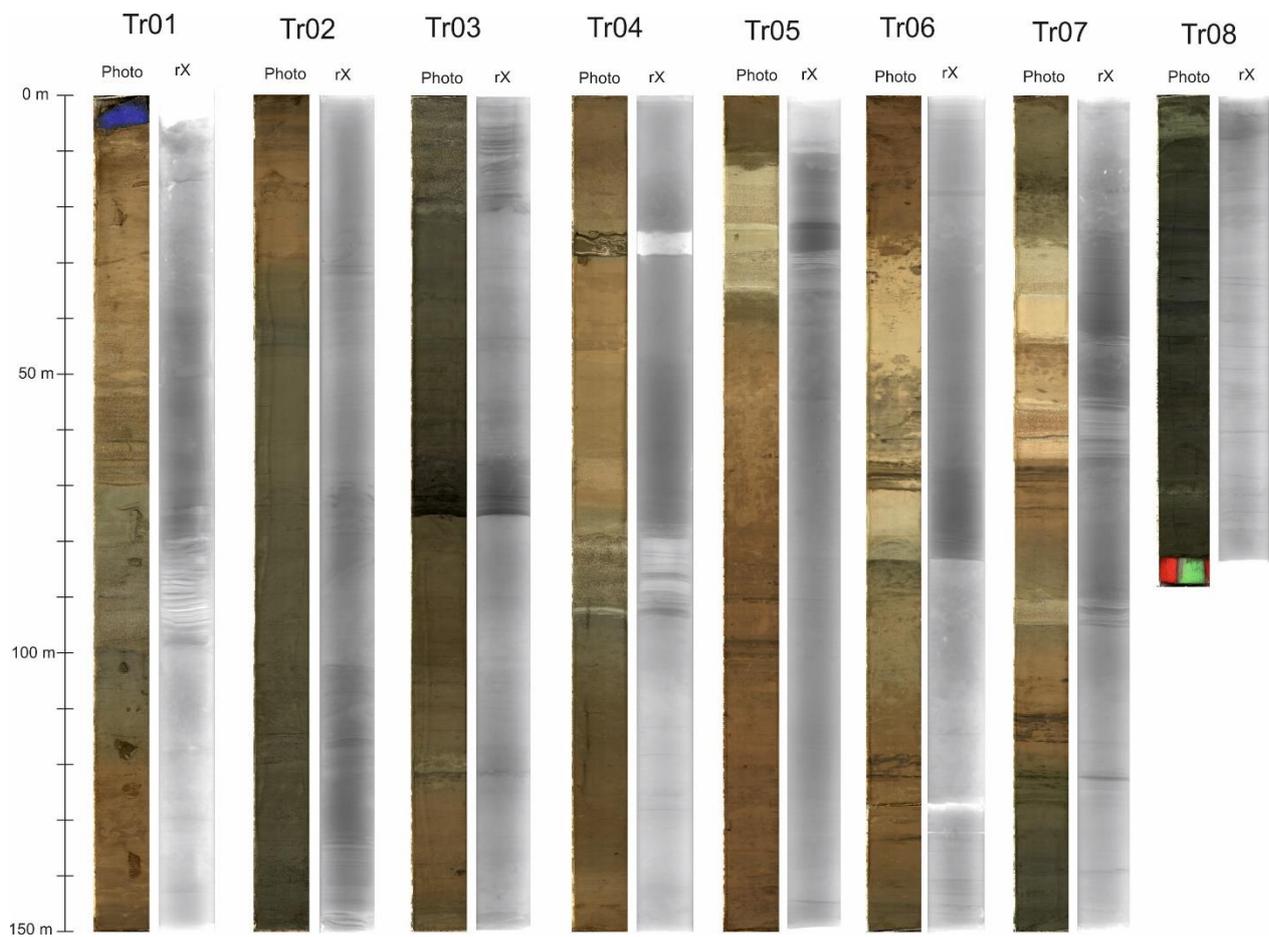
Annexes



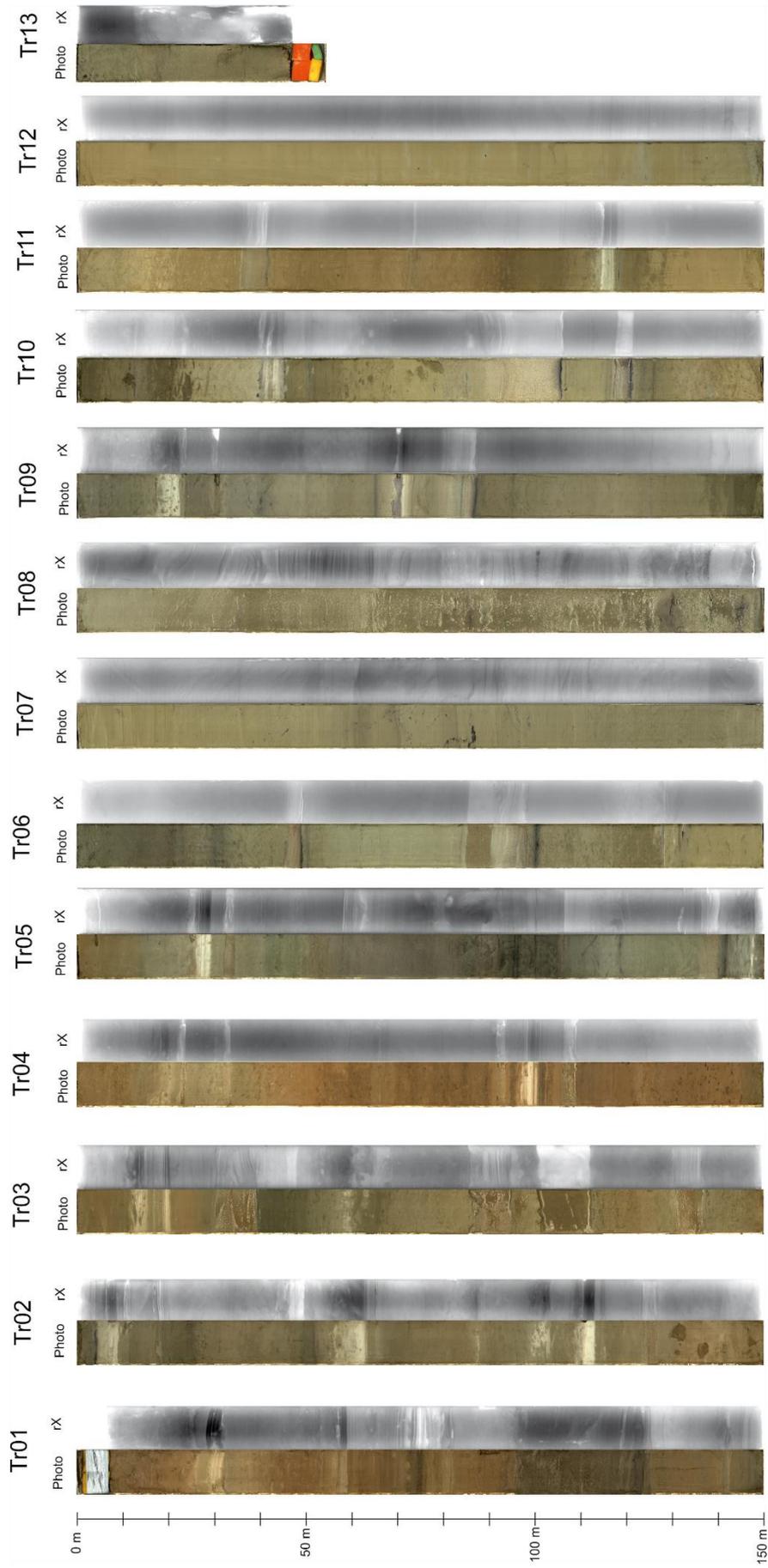
Annexe 1 : Planche de CAS16-35PC avec les photos et les Rx.



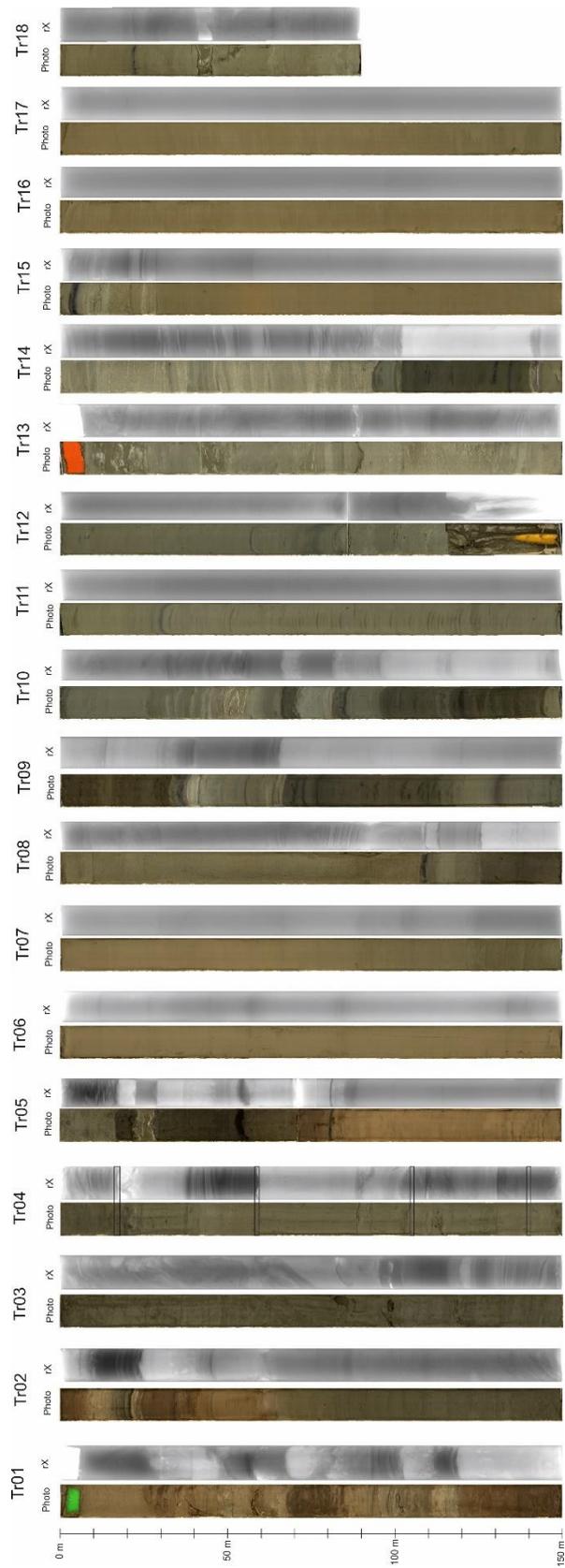
Annexe 2 : Planche de CAS16-36C avec les photos et les Rx.



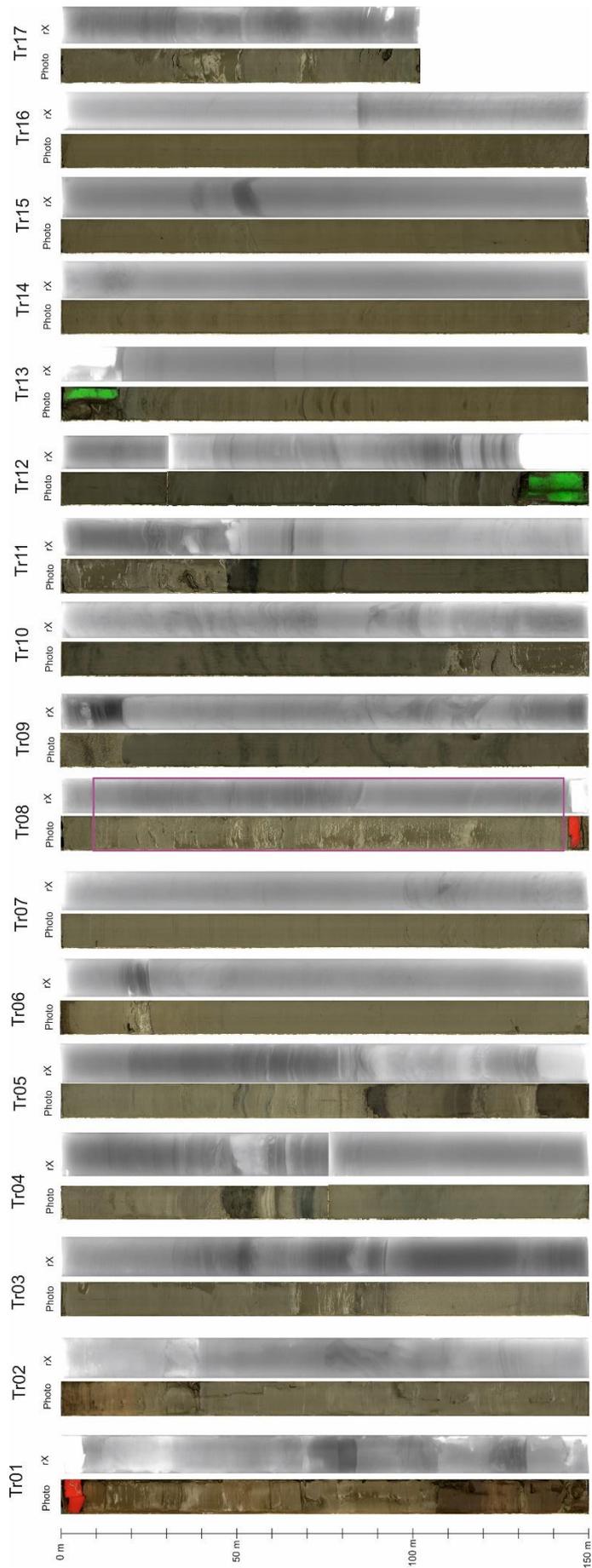
Annexe 3 : Planche de CAS16-38PC avec les photos et les RX



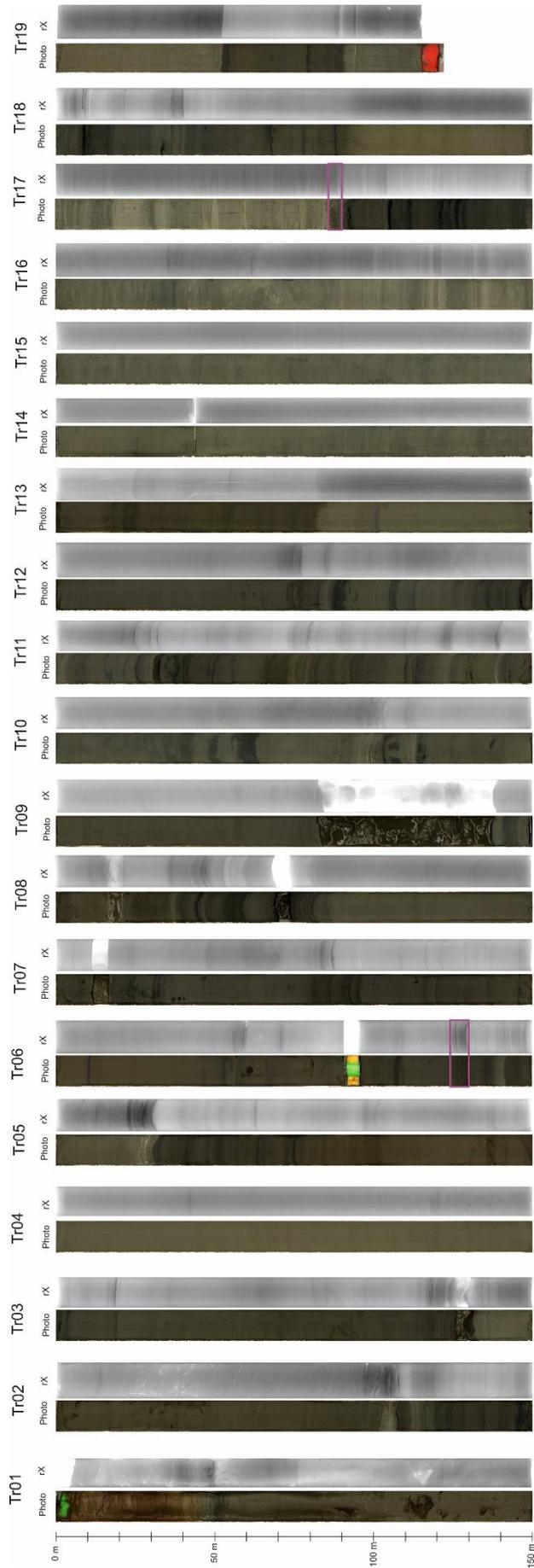
Annexe 4 : Planche de CAS16-39C avec les photos et les Rx.



Annexe 5 : Planche de CAS16-40C avec les photos et les Rx.



Annexe 6 : Planche de CAS16-41C avec les photos et les Rx.



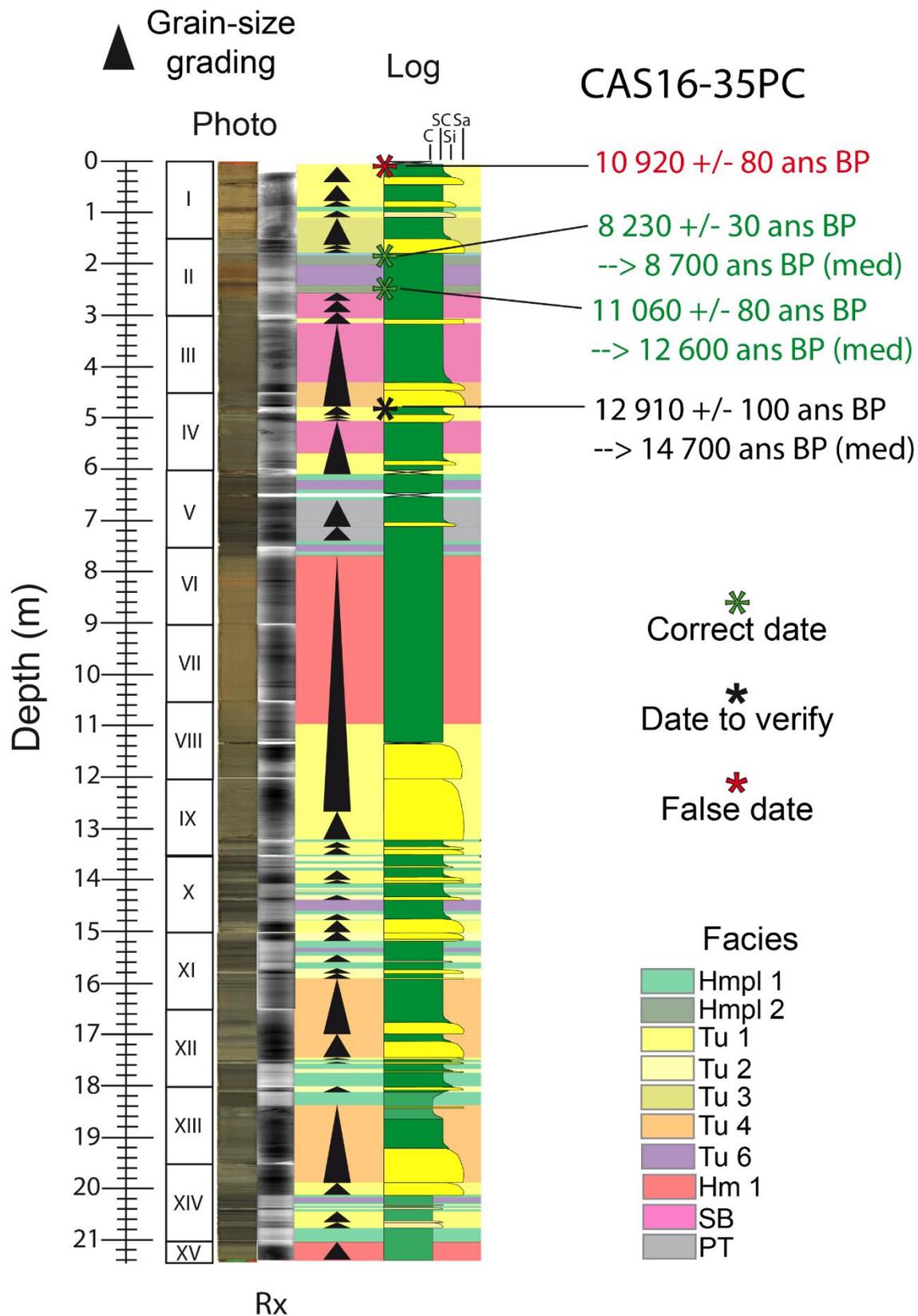
Annexe 7 : Planche de CAS16-42C avec les photos et les Rx.

Numéro		XRD1	XRD2	XRD3	XRD4	XRD5	XRD6	XRD7	XRD8	XRD9	XRD10	XRD11
Tronçon		1	2	2	2	2	2	4	6	6	6	6
Côte tronçon (cm)		41	5	33	75	138	148	85	77	86	90	140
Côte carotte (cm)		41	155	183	225	288	298	535	827	836	840	890
Minéraux carbonatés	Calcite	35.0	0.0	30.7	29.7	45.1	15.0	27.6	31.6	27.4	29.7	29.4
	Aragonite	20.2	0.0	18.2	17.6	17.8	0.5	6.0	28.7	11.5	30.1	11.7
	Dolomite	0.5	1.2	0.8	0.6	0.4	1.3	1.2	0.6	0.7	1.0	1.4
Minéraux volcaniques	Quartz	2.5	9.3	4.4	2.9	0.9	9.3	5.9	0.0	4.7	0.4	4.6
	Feldspath-K	2.4	4.2	1.0	1.0	0.3	2.6	3.1	0.4	1.5	1.4	0.7
	Plagioclase	2.8	9.9	3.8	2.9	11.8	8.0	7.1	17.6	5.7	8.4	5.8
	Pyroxene	1.4	0.0	0.0	1.6	2.6	0.0	0.4	4.3	1.6	2.5	1.0
	Amphibole	0.2	1.8	0.0	0.0	0.6	0.8	0.0	3.4	0.0	1.8	0.0
	Fe-bearing	0.5	0.4	0.0	0.2	0.1	0.3	0.7	0.6	0.0	0.1	0.5
	Fluorapatite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.3	0.0	0.0	0.2	0.0
	Amorphous silica	10.4	8.0	13.3	12.9	13.1	4.7	5.8	10.2	9.6	11.3	9.5
Minéraux argileux	Kaolinite	2.3	8.0	2.9	2.0	0.0	6.0	4.6	0.1	4.7	1.5	3.9
	Chlorite	5.7	9.8	4.2	7.7	3.3	7.4	8.4	1.4	5.1	5.8	5.2
	Illite	3.7	11.9	1.5	3.6	0.0	10.1	5.0	0.0	5.7	0.0	4.8
	Biotite	0.0	2.1	0.0	0.0	0.0	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Smectite	7.4	22.1	10.5	8.5	1.0	19.1	15.2	0.0	14.7	4.0	13.5
	Muscovite	3.4	7.6	6.9	5.8	1.8	9.9	6.4	0.2	5.0	0.8	6.4
	Pyrophyllite	0.0	2.2	0.0	1.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FACIES		Te turbidite	Hémipélagite 1	Redox turbidite redox	Te turbidite redox	Ta turbidite redox	Hémipélagite 3	Homogénite unimodale	turbidite mix	Hémipélagite 3	Tu 2	Homogénite bimodale

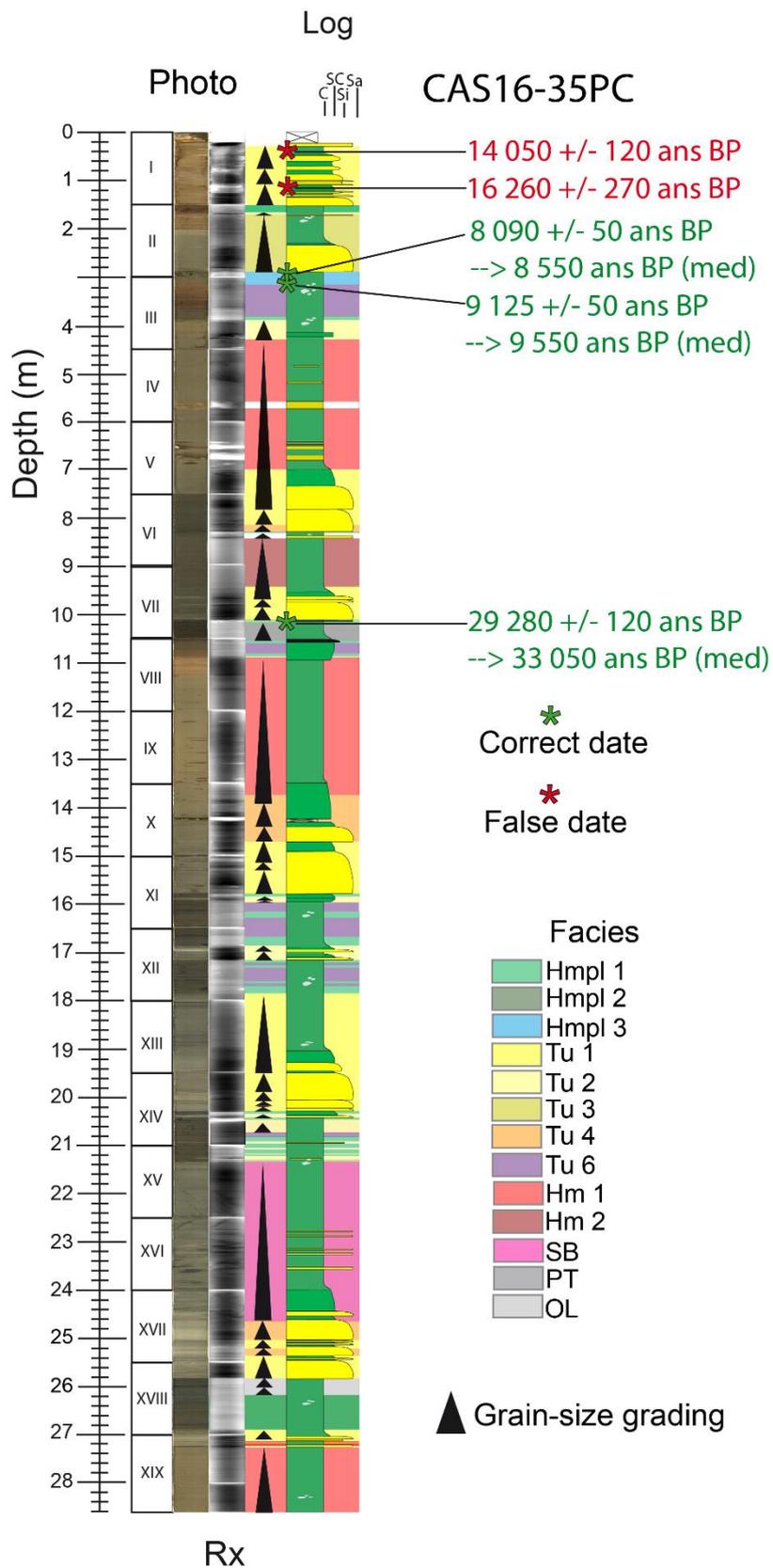
Numéro		XRD12	XRD13	XRD14	XRD15	XRD16	XRD17	XRD18	XRD19	XRD20	XRD21
Tronçon		7	7	8	8	9	11	11	12	13	14.1
Côte tronçon (cm)		113	117.5	5	20	130	77	~90	66	55	55
Côte carotte (cm)		1010	1014.5	1055	1070	1330	1577	~1590	1716	1855	2005
Minéraux carbonatés	Calcite	38.5	15.6	0.9	0.0	37.3	62.7	20.8	20.0	25.3	20.2
	Aragonite	31.1	12.6	0.2	0.0	5.4	9.7	28.7	43.0	23.9	61.5
	Dolomite	0.9	0.1	0.6	1.9	0.6	0.7	1.5	1.0	0.9	0.6
Minéraux volcaniques	Quartz	0.0	3.9	1.5	9.6	4.3	1.0	2.5	0.0	3.8	0.0
	Feldspath-K	0.0	1.7	5.6	2.5	3.3	0.3	1.7	0.7	1.5	0.0
	Plagioclase	12.0	8.7	36.6	10.4	5.5	9.3	7.6	2.9	4.1	1.1
	Pyroxene	3.5	1.4	0.0	0.0	0.0	1.1	1.2	4.9	1.9	4.8
	Amphibole	0.3	0.0	1.2	0.6	1.3	0.5	1.4	0.9	0.7	0.7
	Fe-bearing	0.3	0.2	0.8	0.4	0.5	0.2	0.5	0.6	0.6	0.1
	Fluorapatite	0.9	0.5	0.3	0.0	0.1	0.1	0.7	1.1	0.4	1.4
	Amorphous silica	10.3	11.3	24.7	11.8	6.3	7.1	8.9	11.8	10.3	8.0
Minéraux argileux	Kaolinite	0.0	5.1	4.2	4.6	4.0	0.5	4.0	1.1	2.6	0.0
	Chlorite	2.1	5.3	6.1	11.1	6.5	2.5	3.6	6.0	5.2	0.5
	Illite	0.0	6.9	0.0	10.0	4.8	0.0	3.1	0.7	4.6	0.0
	Biotite	0.0	0.0	0.0	0.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	Smectite	0.0	13.9	13.1	24.5	12.6	2.0	8.9	0.7	8.7	0.0
	Muscovite	0.0	7.2	0.4	8.2	4.8	1.7	3.2	3.1	4.5	0.0
	Pyrophyllite	0.0	3.1	2.0	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FACIES		Ta turbidite	Tu 2	CT	Tu 6	Homogénite unimodale	Ta turbidite	Tu 2	Ta turbidite	Te turbidite	Ta turbidite

Numéro		XRD22	XRD23	XRD24	XRD25	XRD26	XRD27	XRD28	XRD29	XRD30	XRD31	XRD32
Tronçon		14.1	14.1	15	16	17	17	18	18	18	19.1	19.1
Côte tronçon (cm)		86	94	20	142	100	125	32	38	65	14	75
Côte carotte (cm)		2036	2044	2120	2392	2500	2525	2582	2588	2615	2714	2775
Minéraux carbonatés	Calcite	4.5	18.4	0.0	21.7	25.8	28.5	39.4	0.0	0.0	50.0	37.6
	Aragonite	1.1	51.0	1.1	41.1	53.7	47.9	39.9	0.8	0.1	35.1	9.3
	Dolomite	1.0	0.8	0.5	1.1	0.7	0.7	0.4	0.0	0.9	0.5	0.4
Minéraux volcaniques	Quartz	11.5	0.0	8.9	0.0	0.0	0.0	0.0	9.2	9.0	0.0	4.4
	Feldspath-K	4.2	0.4	4.8	2.3	0.0	0.1	0.0	5.2	5.5	0.1	1.9
	Plagioclase	8.9	2.5	8.5	1.8	1.9	2.5	2.6	9.8	9.8	3.2	3.9
	Pyroxene	0.0	3.2	0.0	2.7	3.9	4.2	3.4	0.0	0.0	2.6	1.5
	Amphibole	0.1	1.2	0.5	0.7	1.2	2.1	1.1	1.9	0.3	0.5	0.0
	Fe-bearing	0.1	0.1	0.6	0.3	0.7	0.7	0.2	0.0	0.1	0.4	1.2
	Fluorapatite	0.2	0.9	0.1	0.0	1.4	0.9	1.1	0.2	0.0	0.4	0.0
	Amorphous silica	6.8	10.3	8.6	9.9	6.9	9.1	8.3	8.4	17.2	6.6	6.3
Minéraux argileux	Kaolinite	7.8	0.1	6.8	1.9	0.0	0.0	0.0	8.4	10.6	0.0	3.5
	Chlorite	6.0	6.2	7.4	7.0	2.4	2.4	2.7	9.2	8.1	0.0	5.3
	Illite	10.2	2.0	11.0	0.2	0.0	0.0	0.0	12.9	4.3	0.0	5.3
	Biotite	1.2	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.0	1.2	0.0	1.0
	Smectite	23.1	1.3	29.5	5.0	0.0	0.0	0.0	21.5	26.0	0.3	11.1
	Muscovite	11.3	0.7	6.6	3.4	0.0	0.0	0.0	7.6	5.0	0.0	6.0
	Pyrophyllite	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
FACIES		Hémipélagite 1	Tu 2	Hémipélagite 1	Slurry bed	Ta turbidite mixte	Ta turbidite mixte	Ta turbidite	OL	OL	Ta turbidite	Homogénite

Annexe 8 : Composition géochimique des 32 échantillons XRD prélevés sur CAS16-36PC et répartis en trois pôles principaux : minéraux carbonatés, minéraux d'origine volcanique et minéraux de nature argileuse.

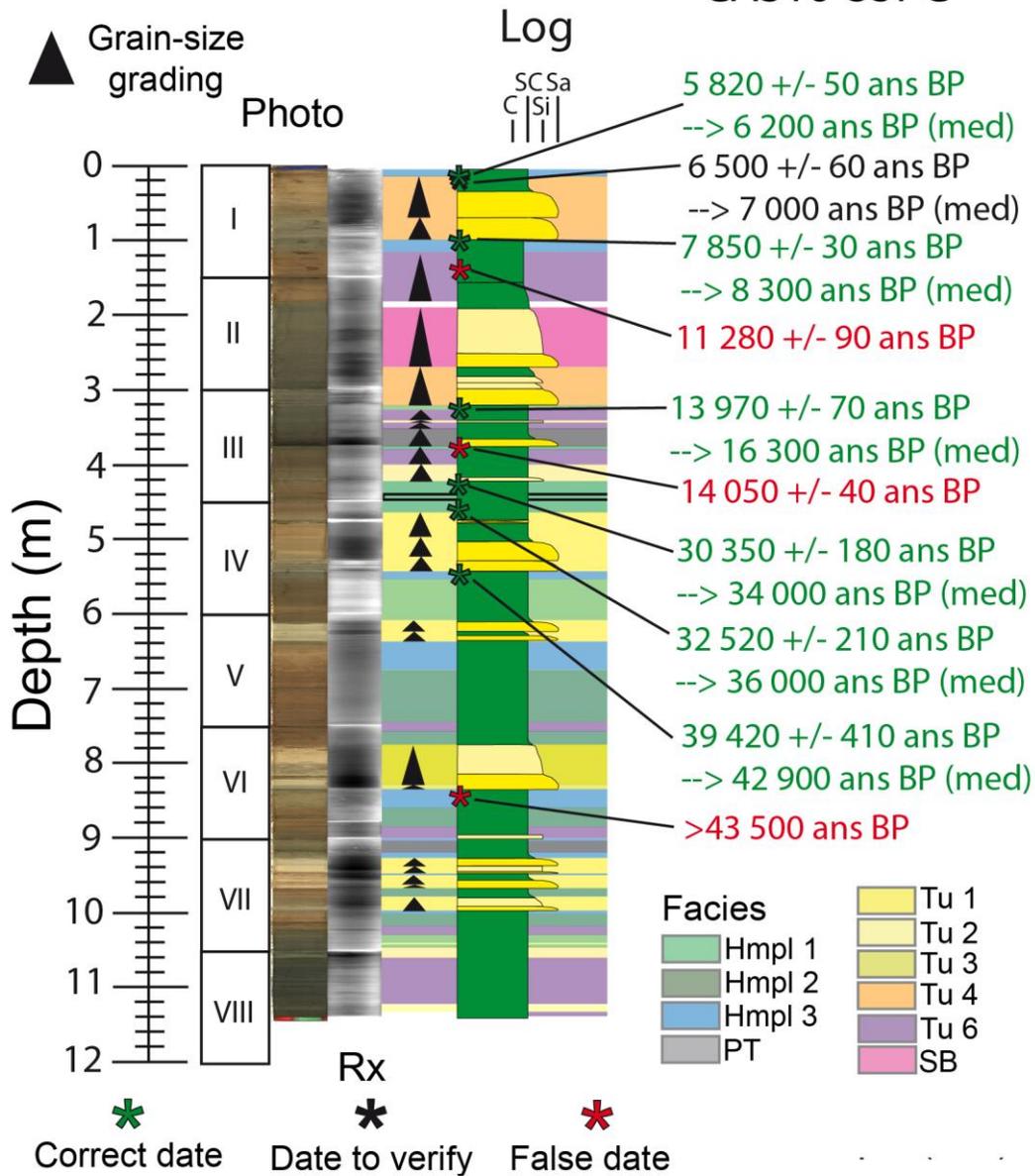


Annexe 9 : Dates radiocarbone sur CAS16-35PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).



Annexe 10 : Dates radiocarbones sur CAS16-35PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).

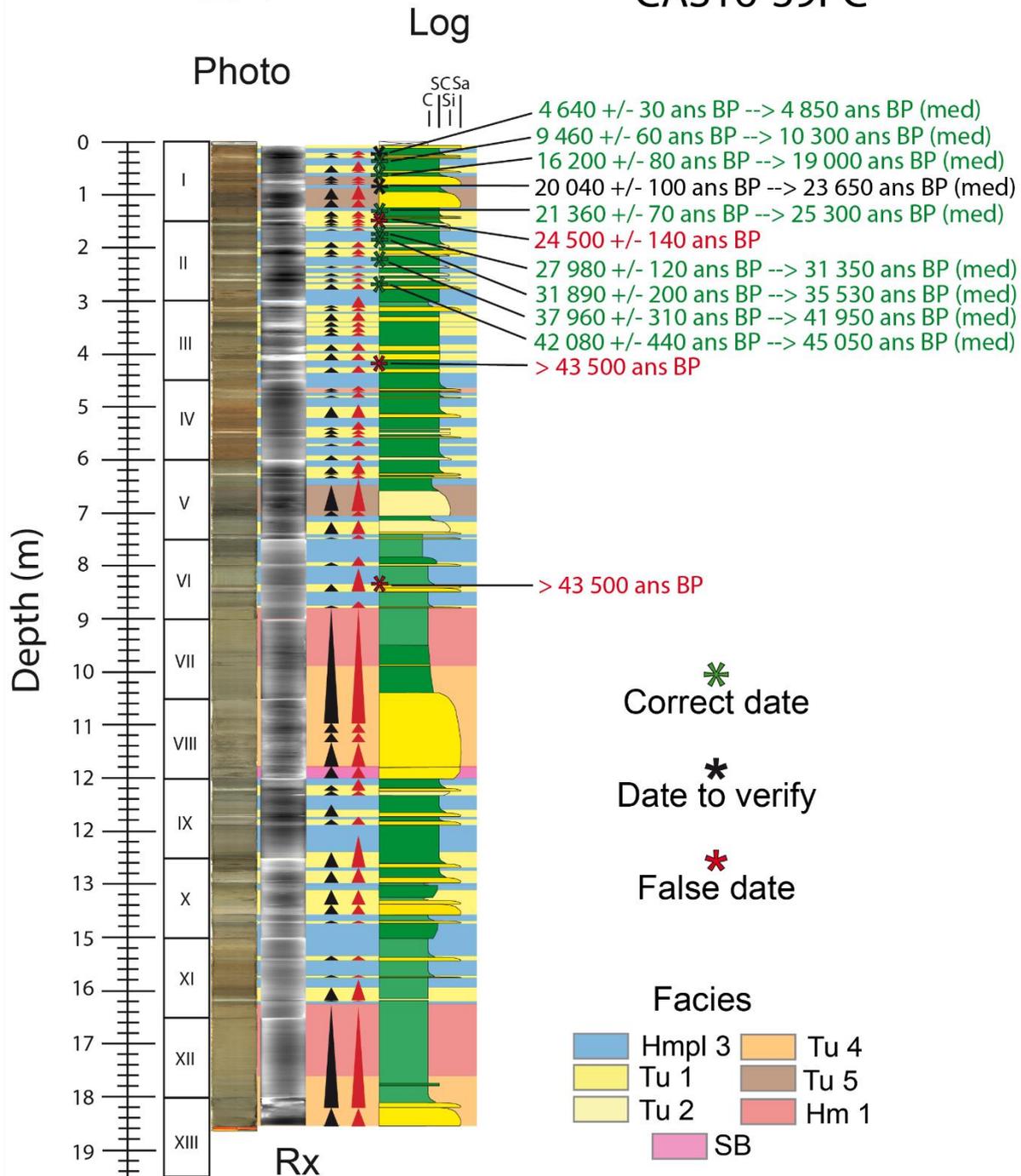
CAS16-35PC



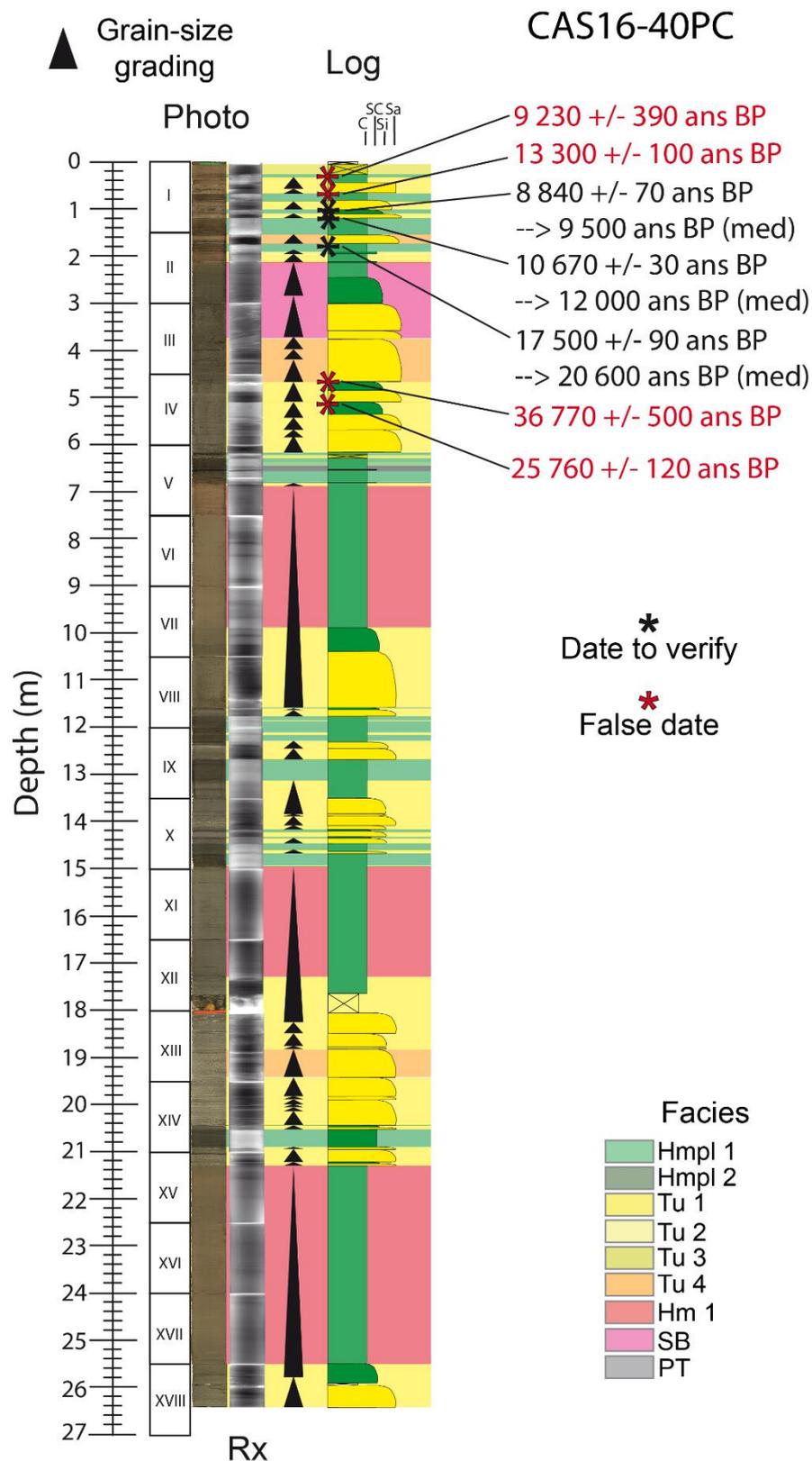
Annexe 11: Dates radiocarbone sur CAS16-38PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).

Grain-size ▲ Hyp. 1 (min)
grading ▲ Hyp. 2 (max)

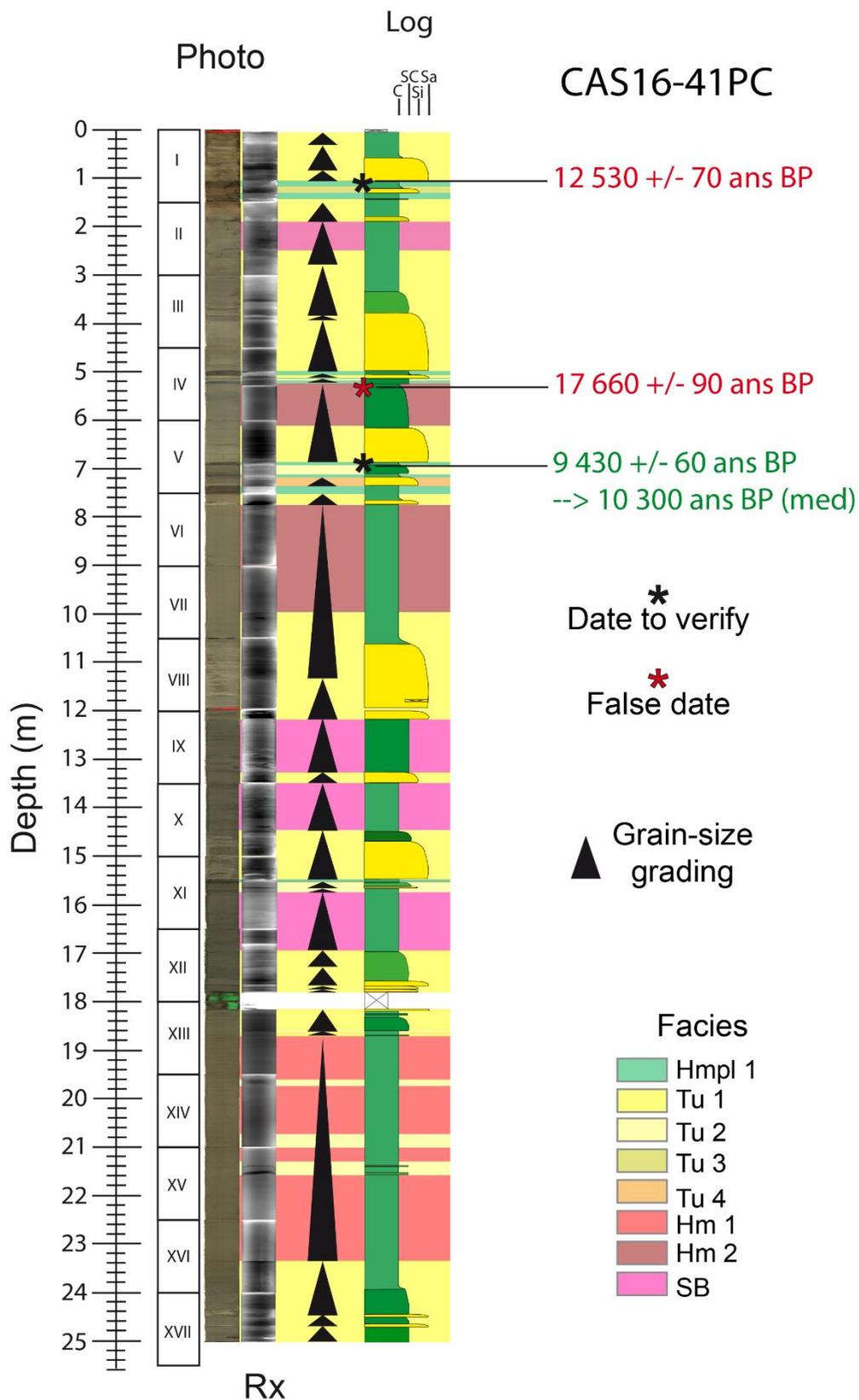
CAS16-39PC



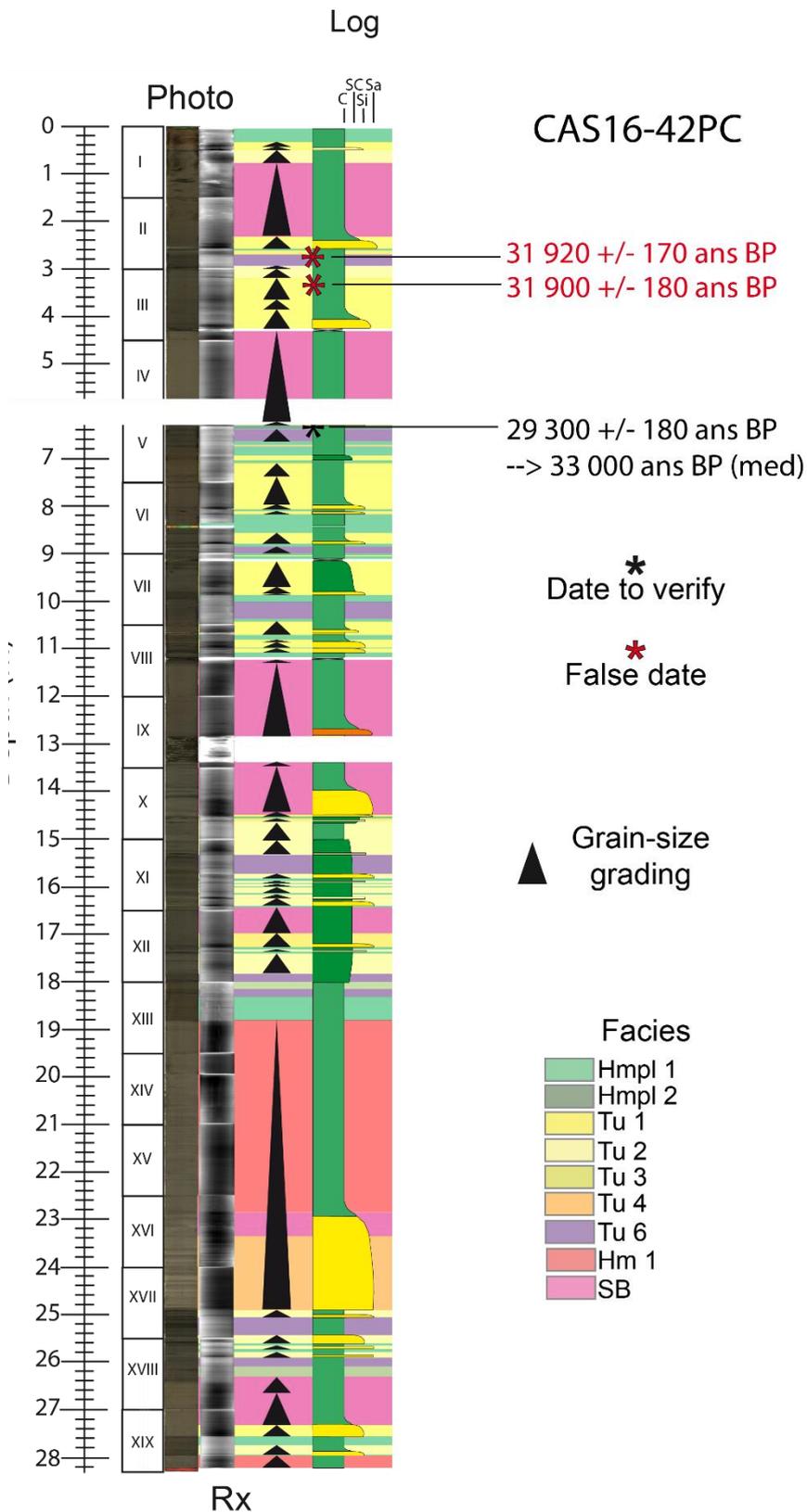
Annexe 12 : Dates radiocarbones sur CAS16-39PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).



Annexe 13 : Dates radiocarbones sur CAS16-40PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).



Annexe 14 : Dates radiocarbones sur CAS16-41PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).



Annexe 15 : Dates radiocarbone sur CAS16-42PC. Le premier âge donné correspond aux âges « instrumentaux » tandis que le second (med) correspond à l'âge médian obtenu après calibration des âges instrumentaux sur OxCal. Ces seconds ne sont pas indiqués pour les âges incorrects (False date, en rouge).

Ev	42PC		41PC		39PC		40PC		36PC		35PC		38PC		Limites		Médiane (ans BP)	Incertitude
	N°	Age min	Age max	N°	Age min	Age max	N°	Age min	Age max	N°	Age min	Age max	N°	Age min	Age max	Sup.		
E1				D1			D1			D1					2680	2720	2700	20
E2				D2											3608	4146	3877	269
E3				D3						D2					5862.5	6600	6231	369
E4				D4						D3					6700	7479	7090	390
E5				D5											6968	7935	7587	238
E6				D6						D2					7235	8171	8084	87
E7				D7						D3					9110	9819	8825	396
E8				D8											10448	10997	10723	274
E9										D4					12884	12364	12324	40
E10				D9						D5					13156	13378	13267	111
E11				D10						D6					14028	14239	14133	106
E12	D1	14839	15299	D11	14839	15299	D7	14839	15299	D6	14839	15299	D2	14839	15299	15069	230	
E13										D3	21412	25941			21412	25941	23676	2265
E14																		
E15	D2	27000	33000	D11	27000	33000	D4	25324	30882	D8	27000	33000	D7	27000	33000	30000	2779	
E16																		
E17				D13	27438	33114	D13	27438	33114						27438	33114	30276	2838
E18	D4	28196	33857	D15	28313	34312				D10	27479	33343			27875	33229	2677	
E19	D5	28276	33914												28313	33343	30828	2515
E20	D6	28356	33971												28276	33914	31095	2819
E21	D7	28436	34029												28356	33971	31164	2808
E22	D8	31786	36429												29577	34029	31803	2226
E23	D9	34688	39118												31786	36429	34107	2321
E24															34688	37800	36244	1556
E25															36180	39400	37790	1610
E26															36100	42100	39100	3000
E27															36340	42640	39490	3150
E28															36416	42811	39613	3197
E29	D10	36411	42800															
E30	D11	38727	44018															
E31	D12	42171	47531															
E32	D13	42629	48149															
E33																		
E34	D14	43029	48689															
E35	D15	43543	49383															
E36	D16	44474	50542															
E37	D17	44770	51043															
E38	D18	45600	52167															
E39	D19	45659	52247															
E40	D20	46430	53290															
E41	D21	46607	53531															
E42																		
E43																		
E44																		
E45																		
E46																		
E47																		
E48																		
E49																		
E50																		
E51																		
E52																		
E53																		
E54																		
E55																		
E56																		
E57																		
E58																		
E59																		
E60																		
E61																		
E62																		
E63																		
E64																		
E65																		
E66																		
E67																		
E68																		
E69																		
E70																		
E71																		
E72																		
E73																		
E74																		
E75																		
E76																		
E77																		
E78																		
E79																		
E80																		
E81																		
E82																		
E83																		
E84																		
E85																		
E86																		
E87																		
E88																		
E89																		
E90																		
E91																		
E92																		
E93																		
E94																		
E95																		
E96																		
E97																		
E98																		
E99																		
E100																		

Annexe 16 (première partie): Limites supérieures et inférieures, âges médians, incertitude et récurrence des 81 événements identifiés sur les sept carottes sédimentaires Piston de la zone d'étude. Les événements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les limites en bleus ont été calibrées par calcul des limites supérieures et inférieures. Les événements soulignés correspondent aux dépôts des *megabeds*. Les dépôts en rouge sont des dépôts successifs sans sédiment hémipélagique

Ev	42PC		41PC		39PC		40PC		36PC		35PC		38PC		Limites		Médiane (ans BP)	Incertitude	
	N°	Age max	N°	Age min	Age max	Sup.	Inf.												
E41	D22	46667	53611												46667	53611	50139	3472	
E42	D23	46696	53651												46696	53651	50174	3477	
E43	D24	46726	53691												46726	53691	50209	3483	
E44	D25	47141	54253												47141	54086	50613	3472	
E45	D26	47319	54494												47319	54494	50906	3588	
E46	D27	47496	54735												47496	54735	51115	3619	
E47	D28	47556	54815												47556	54815	51185	3630	
E48	D29	47911	55296												47911	55296	51604	3693	
E49	D30	47970	55377												47970	55377	51673	3703	
E50	D31	48326	55858	D14	51343	52304	D17	48700	56365	D22	48640	56283	51362	52327	51343	52304	51824	480	
E51	D32	48622	56259		D18	48867									48867	56259	52563	3696	
E52	D33																		
E53	D34	48800	56500		D19	48950	56724	49438	57453						49438	56500	52969	3531	
E54	D35	49925	58180							D24	49757	57930			49757	57930	53844	4086	
E55										D25									
E56										D26	50077	58406	D25	50030	58336	50077	58180	54128	4052
E57										D27	51991	61266	D26	52980	62743	55442	60756	58099	2657
E58	D36	56175	67513		D15	55442	61827	D20	51650	60756	53906	64126			53906	64126	59016	5110	
E59	D37	56591	67912		D16	57635	63330	D21	55700	66804	D29	55343			57635	63330	60483	2848	
E60	D38				D17	59043	64113	D22	56000	67252	D30	55981	67223	D27	56177	67516	61578	2535	
E61	D39	57006	68310							D31					56591	67912	62251	5660	
E62	D40	58066	69224		D18	59803	65807	D23	56150	67476	D28	57760	68960		59803	67476	63639	3837	
E63	D41	58184	69326												58066	69224	63645	5579	
E64	D42	61363	72069												58184	69326	63755	5571	
E65					D19	63534	69267			D32	61097	71840	D12	63863	69267	66565	2702		
E66					D20	64629	70157								64629	70157	67393	2764	
E67	D43	64407	74972		D21	65571	70843								65571	70843	68207	2636	
E68	D44	64638	75250		D22	66357	71414								66357	71414	68886	2529	
E69					D23	66986	71871	D24							66986	71871	69429	2443	
E70					D24	69810	74370	D25	64947	75895	D33	66933	76876	D31	67126	78189	71188	4062	
E71					D25	71220	75840								71220	75840	73530	2310	
E72					D26	72630	77310								D13	72948	77642	72630	2340
E73					D27	75763	80293								D14	72948	77642	77310	2340
E74					D28	76547	81027								D15	73771	78429	78429	2329
E75					D29	77800	82200								D16	74611	79214	75763	1725
E76															D17	75114	79686	76547	1725
E77															D18	77464	81886	77800	1570
E78															D19	82044	86093	82044	2043
E79															D20	83201	87155	83201	2025
E80															D21				1977
E81															D22	84165	88040	84165	1937
															D23				
															D24	85130	88925	86970	978
																93154	95752	94453	1299
																97206	99328	98267	1061
																97419	99516	98468	1049

Annexe 16 (deuxième partie): Limites supérieures et inférieures, âges médians, incertitude et récurrence des 81 événements identifiés sur les sept carottes sédimentaires Piston de la zone d'étude. Les événements en blanc ne sont retrouvés que dans une seule carotte, ceux en rose dans deux carottes, ceux en jaune dans trois carottes, ceux en vert dans quatre carottes, ceux en orange dans cinq carottes, ceux en bleu dans six carottes et ceux en gris dans les sept carottes. Les limites en bleus ont été calibrées par calcul des limites supérieures et inférieures. Les événements soulignés correspondent aux dépôts des *megabeds*. Les dépôts en rouge sont des dépôts successifs sans sédiment hémipélagique

Titre : Paléosismologie et potentiel sismogène de la zone de subduction des Petites Antilles à partir de l'enregistrement sédimentaire

Mots clés : séismes, zone de subduction des Petites Antilles, paléosismologie marine, carottes sédimentaires, turbidites

Résumé : Le segment Sombrero-Barbuda (zone Nord de la subduction des Petites Antilles) présente un gap dans la sismicité récente. Afin de mieux contraindre l'aléa sismique mal défini par la sismicité instrumentale ou historique, une étude de paléosismologie marine basée sur les dépôts marins co-sismiques est initiée à partir de données géophysiques (bathymétrie, réflectivité, sismique HR et THR) et de neuf carottes sédimentaires collectées pendant les campagnes ANTITHESIS et CASEIS. L'établissement d'une carte morphosédimentaire montre que les carottes sont alimentées par plusieurs sources situées principalement au niveau des plateformes carbonatées (systèmes ravines-canyons) et des pentes insulaires (canyons confinés). L'étude multi-proxy des dépôts sédimentaires définit de nombreux faciès sédimentaires gravitaires parfois réunis en séquences

de dépôts et/ou *megabeds* très épais (ex : turbidites amalgamées, complexes HmTu). Le modèle chronostratigraphique identifie 81 événements répartis dans une à sept carottes pistons. Ces événements résulteraient de nombreuses déstabilisations gravitaires simultanées de plusieurs sources sédimentaires indépendantes, ce qui mettrait en évidence un déclenchement sismique. Les sept événements sismiques les mieux définis (notamment par la corrélation de *megabeds* dans plusieurs carottes) auraient des magnitudes importantes (autour de Mw~8-9). Deux récurrences alternées sont identifiées pour ces événements, de 9420 +/- 600 ans et 13630 +/- 1300 ans. Certains événements semblent également se corrélérer à ceux du segment Antigua-Guadeloupe et mettraient en évidence des méga-événements ayant une récurrence alternée de ~12 000 ans et ~23 600 ans.

Title : Paleoseismology and seismogenic potential of the Lesser Antilles Subduction Zone from sediment records

Key words : earthquakes, Lesser Antilles subduction zone, marine paleoseismology, sediment cores, turbidites

Abstract : The Sombrero-Barbuda segment (Northern Lesser Antilles Subduction Zone) presents a gap in recent seismicity. In order to better estimate the seismic hazard, not well constrained by instrumental or historic seismicity, a marine paleoseismology study based on co-seismic marine deposits has been initiated based on geophysical data (bathymetry, backscatter, HR and VHR seismic) and nine sediment cores collected during ANTITHESIS and CASEIS cruises. The resulting morpho-sedimentary map shows that sediment cores are supplied by numerous sources principally located on the carbonate platforms (gullies-canyons systems) and on insular slopes (confined canyons). The multi-proxy study of sediment deposits defines numerous sediment gravity flow facies often grouped into thick deposit sequences and/or

megabeds (ex: amalgamated turbidites, HmTu complexes). The chronostratigraphic model defines 81 events identified in between one up to seven piston cores. These events result from numerous and simultaneous slope destabilizations of different independent sources indicating an origin from seismic triggering. The seven best constrained events (especially by the correlation of megabeds in numerous sediment cores) could have had magnitudes as high as 8 or 9. Two alternate recurrence rates are identified from these events: 9420 +/- 600 years and 13630 +/- 1300 years. Some events also correlate with events from the Antigua-Guadeloupe segment and highlight mega-events with an alternate recurrence of ~12 000 years and ~23 600 years.