





Document public

# Détermination de la submersion marine liée aux tsunamis en Martinique

Rapport final

**BRGM/RP-66547-FR**  
Septembre 2017

Étude réalisée dans le cadre des projets  
de Service public du BRGM 2014-2017

**S. Le Roy, A. Lemoine, A. Nachbaur, Y. Legendre, J. Lambert, M. Terrier**

**Vérificateur :**

Nom : R. Pedreros

Date : 10/08/2017

Signature :

**Approbateur :**

Nom : B. Vittecoq

Date : 11/09/2017

Signature :

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique,  
l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

**Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.**

**Mots clés** : tsunami, submersion marine, simulation numérique, propagation, séisme, source gravitaire, Martinique.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

**Le Roy S., Lemoine A., Nachbaur A., Legendre Y., Lambert J., Terrier M. (2017) –** Détermination de la submersion marine liée aux tsunamis en Martinique. Rapport BRGM/RP-66547-FR, 177 p., 105 ill., 7 Ann.

## Synthèse

Située en zone de forte sismicité à l'aplomb d'une zone de subduction, l'île de la Martinique est exposée au risque tsunami, qu'il soit d'origine proche (arc antillais) ou lointaine (transatlantique ou transcaraïbe).

Une première appréciation de l'aléa Tsunami sur la Martinique avait été menée par le BRGM en 2007 (RP-55795-FR, Pedreros et al., 2007) dans le cadre du Plan Séisme 1 dont les résultats ont été utilisées dans le Plan de Prévention des Risques Naturels (PPRN). Depuis 2007, de nouveaux outils de simulation et de nouvelles données (autant sur les sources tsunamigènes que sur les données d'entrées topobathymétriques) permettent d'approfondir significativement la connaissance de l'aléa Tsunami sur l'île. Par ailleurs, l'étude BRGM de 2007 s'était focalisée sur les sources tsunamigènes générées dans la Caraïbe, il était donc nécessaire de prendre en compte l'ensemble des sources tsunamigènes susceptibles d'impacter la Martinique (champs régional ou lointain, sources sismiques et gravitaires). Enfin, il était également nécessaire d'intégrer la submersion à terre induite par les tsunamis sur l'ensemble des communes littorales de la Martinique.

La présente étude s'inscrit dans le cadre des missions de Service Public du BRGM pour le compte de la DEAL et de la Collectivité Territoriale de Martinique et a été réalisée en concertation avec l'Etat-Major Zone Antilles (EMZA), le Service Interministériel de Défense et de Protection Civile (SIDPC) et l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Martinique (OVSM). Elle se déroule en trois étapes successives. La première avait pour objectif de définir les sources tsunamigènes susceptibles d'impacter la Martinique. La seconde fut consacrée aux simulations numériques visant à calculer, à une résolution de 30 m sur l'ensemble des communes littorales de la Martinique, les hauteurs de vagues de tsunami en mer et la submersion à terre associée, pour chaque source sélectionnée. La dernière étape visera à préciser la submersion marine sur 6 sites à enjeux, à une résolution de 2 à 5 m.

Ce rapport présente les résultats des deux premières étapes de l'étude. Le dernier volet fera l'objet d'un rapport complémentaire.

### **Identification des sources tsunamigènes**

La première étape a donc consisté à identifier les sources tsunamigènes et les scénarios réalistes majeurs associés pouvant affecter la Martinique. Ils sont qualifiés ici de « scénarios futurs crédibles » (« *worst credible case scenarios* »). En complément, quelques scénarios qualifiés de plus incertains ont également été simulés à titre informatif et sont présentés en annexe, sans être pris en compte dans les cartes finales.

L'identification des sources sismiques et l'estimation du potentiel sismogène associé a été réalisée à partir de l'analyse des séismes historiques complétée par une expertise

sismologique du comportement mécanique des structures tectoniques actives. Ainsi, dix sources sismiques, présentées dans le tableau ci-dessous, ont été jugées potentiellement tsunamigènes pour la Martinique.

Source sismique retenue	Séisme historique	Contexte tectonique	Magnitude des scénarios envisagés
Fosse de Muertos	Séisme 1751 (~ Mw 8)	La fosse de Muertos délimite le sud-est de l'île d'Hispañola, le raccourcissement observé est associé à un chevauchement. La sismicité associée y est diffuse, un événement historique majeur est répertorié.	8
Passage d'Anegada	Séisme des Iles Vierges 1867 (~Mw 7,5)	Le passage d'Anegada est soumis à une déformation distensive active associée à des grabens importants orientés NE-SW. La sismicité associée y est importante.	7.4 à 7.8
Fosse de Puerto Rico	Séisme 1787 (~ Mw 8)	Au niveau de la convergence entre les plaques Amérique du Nord et Caraïbes, la déformation se distribue entre la subduction oblique à faible pendage au niveau de la fosse de Puerto Rico et deux systèmes majeurs de failles décrochantes à l'intérieur de la plaque supérieure. Ces différentes structures ont connu des séismes historiques majeurs.	8 à 9.1
Interface de Subduction des Petites Antilles	Séismes 1839 et 1843 (~Mw 7,5 à 8 et 8 à 8,5)	L'interface de subduction au niveau du plongement de la plaque Nord-Américaine sous la plaque Caraïbes, n'a pas produit de très grand séisme pendant la période instrumentale et la sismicité y reste relativement modérée mais cette zone peut potentiellement générer des séismes majeurs	7.9 à 8.8
Ride de Sainte Lucie	Séisme 1969 (~Mw 7,6, ride de Tiburon)	A l'est de la subduction antillaise, trois rides océaniques de direction ONO-ESE sont identifiées. Celle de Sainte Lucie est associée à la transition entre deux régimes crustaux : au sud, la présence du prisme d'accrétion de la Barbade et au nord, une famille de failles normales crustales associée à la convergence oblique de la subduction.	7.5 à 7.9
Prisme de la Barbade	Séisme de 1767 (~Mw 7,1)	Le prisme d'accrétion de la Barbade s'étend au sud de l'arc des Petites Antilles sur environ 300 km de large et 10 km d'épaisseur. Il est entrecoupé de failles inverses parallèles à la subduction. Les séismes y sont peu fréquents.	6.8 à 7.1
Graben de Marie-Galante	Séisme des saintes 2004 (~Mw 7,5)	Système de failles crustales actives autour de la Guadeloupe constitué de failles normales perpendiculaires à l'arc et de failles normales « en échelon » le long de l'arc volcanique accommodant une composante décrochante sénestre associée à l'obliquité de la subduction. Y est associée une sismicité intraplaque superficielle (<30 km).	6.5 à 7.8
Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce	?	Zone régie par des failles crustales normales, faisant partie du système de failles parallèles à l'arc s'échelonnant du nord au sud le long de l'arc des Petites Antilles. La sismicité intraplaque superficielle est très calme au sud de l'arc.	6.7
Nord Vénézuéla	Séisme 1900 (~ Mw 7.6)	Frontière entre les plaques Caraïbe et Amérique du Sud matérialisée par un régime transpressif intégrant de grandes failles décrochantes dextres comme celle de Pilar qui longe la côte nord du Vénézuéla	8.1
Ouest Gibraltar	Séisme Lisbonne 1755 (~ Mw 8,5)	Contexte tectonique complexe. Débat scientifique toujours en cours pour identifier une structure tectonique assez étendue pour pouvoir générer un tel séisme.	8.4 à 8.9

L'identification des sources gravitaires, les scénarios les plus crédibles et leurs caractéristiques (localisations, volumes, épaisseurs et vitesses des écoulements, ...) ont été définies par expertise volcanologique. Les cinq sources gravitaires retenues sont décrites dans le tableau ci-dessous.

Source gravitaire retenue	Evènement de référence	Scénarios envisagés	Volume atteignant l'eau, des scénarios envisagés
Kick'em Jenny (Nord Grenade)	-	Déstabilisation de flanc du volcan sous-marin. Le scénario de 0.5 km <sup>3</sup> correspondant à 1/3 du volume actuel du volcan et le scénario à 0.7 km <sup>3</sup> correspond à celui défini par Dondin et al., 2016.	0.5, 0.6 et 0.7 km <sup>3</sup>
Montagne Pelée (Martinique)	Lahars de 1902	Coulée de débris (lahars) historique associée à une éruption de la Montagne Pelée	0,5 km <sup>3</sup> .
Sainte Lucie	Soufrière Hills de Montserrat (volcan analogue)	Déstabilisation du dôme Soufrière volcanic Center.	0.1 et 0.25 km <sup>3</sup>
Dominique	Soufrière de Guadeloupe (volcan analogue)	Déstabilisation de flanc du Morne Patate	0.3 km <sup>3</sup>
La Palma (Canaries, Espagne)	-	Déstabilisation de flanc du volcan Cumbre Vieja	130 km <sup>3</sup> en dix fois

En complément et à la demande du comité de pilotage, trois scénarios considérés comme « peu plausibles » ont été simulés à titre informatif (résultat en annexe). Ils concernent la Montagne Pelée (Paléo-événement de la Rivière Sèche estimé à 1.6 km<sup>3</sup> (Le Friant et al., 2003 ; Boudon et al., 2007)), le Kick'em Jenny (déstabilisation de l'intégralité de l'édifice, soit 1.5 km<sup>3</sup>) et la Palma (l'arrivée en mer de 150 km<sup>3</sup> en une fois).

### **Simulation numérique jusqu'à la submersion à terre**

Tous les scénarios identifiés ont ensuite fait l'objet de simulations numériques avec le code FUNWAVE-TVD (génération du tsunami, propagation jusqu'à la Martinique puis submersion). Au total, 41 scénarios sismiques et 16 gravitaires ont été simulés, soit un total de 57 scénarios.

La submersion tient compte de la nature de l'occupation des sols. Elle tient également compte des obstacles topographiques présents sur le littoral (murs, digues, ..) susceptibles de modifier sensiblement l'inondation en termes d'emprise géographique, de hauteur d'eau et de vitesses des courants.

## Résultats

Les cartes représentant l'élévation maximale du plan d'eau, c'est-à-dire à la fois l'altitude de la submersion côté terre et l'élévation du plan d'eau en mer, sont présentées dans le chapitre 8 pour chaque source sismique et gravitaire, à une résolution de 30 m. Une information complémentaire est également disponible sous format numérique : la hauteur de l'inondation attendue à terre.

Ces résultats cartographiques ont été remis à la DEAL et à la CTM sous format numérique SIG (métadonnées disponibles au § 8.3).

Ces cartes présentent le maximum des possibles pour chaque source étudiée ; elles intègrent l'incertitude sur la connaissance physique des phénomènes via la simulation d'un certain nombre de scénarios. Les résultats des simulations de chacun de ces scénarios sont présentés jusqu'au rang 3 (maille 100 m x 100 m) ou 4 (maille 30 m x 30 m) en annexe (Annexe 2 à Annexe 16).

Les principales caractéristiques des tsunamis induits par chacune des sources tsunamigènes sont synthétisées dans le tableau ci-dessous.

	Source	Altitude max à la côte (NGM)	Temps d'arrivée	Polarité
SOURCE SISMIQUE	Fosse de Muertos	NA : 0,2 à 1 m SA : 0,2 à 0,4 m NC : 0,1 à 0,2 m S : 0,2 à 0,8 m	Entre 01h05 et 01h15 du Nord-Ouest vers le Sud-Ouest	Pas de retrait initial significatif
	Passage d'Anegada	NA : 0,6 à 0,9 m SA : 0,2 à 0,5 m NC : 0,2 à 0,7 m S : 0,3 à 0,7 m	Entre 01h10 au Nord-Ouest et 01h40 au Sud Atlantique	Retrait initial potentiellement significatif (10 à 15 cm)
	Fosse de Puerto Rico	NA : 0,5 à 2,7 m SA : 0,5 à 2 m NC : 0,3 à 0,5 m S : 0,3 à 1,1 m	Entre 01h00 en façade Est et 01h30 en fond de la Baie de Fort-de-France	Retrait initial probablement imperceptible (centimétrique)
	Interface de Subduction des Petites Antilles	NA : 5 à 27 m SA : 6 à 15 m NC : 2 à 2,5 m S : 1,5 à 5 m	Entre 10-20 min en façade Atlantique (voire quelques minutes pour les sources les plus proches) et 40 à 50 min (façade Caraïbes et fonds de baies)	En général, retrait initial (possiblement absent / imperceptible)
	Ride de Sainte Lucie	NA : 2 à 8 m SA : 1 à 8 m NC : 0,5 à 1,5 m S : 0,2 à 1,5 m	Entre 15 min au Nord et 30 min au fond des baies	Retrait potentiellement perceptible (décimétrique en NC et potentiellement SC)
	Prisme de la Barbade	NA : 0,3 à 0,6 m SA : 0,2 à 0,6 m NC : 0,08 à 0,3 m S : 0,1 à 0,9 m	Entre 20 et 40 minutes du Sud-Est au Nord	Pas de retrait initial
	Graben de Marie-Galante	NA : 2,5 à 5 m SA : 0,6 à 1,5 m NC : 0,3 à 2,6 m S : 0,3 à 1,5 m	Entre 15-20 min au Nord et façade Atlantique et 20 à 40 min en façade Caraïbes et fonds de baies	Pas de retrait initial
	Structures crustales locales : Faille	NA : 0,1 à 0,4 m SA : 0,1 à 0,3 m	D'instantané au Sud-Est à 10 min en façade Caraïbes et à plus de 30 min en	

	Sainte Luce	NC : 0,1 à 0,2 m S : 0,2 à 1,7 m	façade Atlantique	
	Nord Venezuela	NA : 1,5 à 4 m SA : 0,7 à 1,5 m NC : 1 à 2,7 m S : 1 à 2,5 m	Entre 01h30 en façade Ouest (01h45 au fond de la Baie de Fort-de-France) et 02h00 en façade Est	Retrait initial probablement imperceptible (centimétrique)
	Ouest Gibraltar	NA : 0,5 à 5 m SA : 0,6 à 2,5 m NC : 0,3 à 0,6 m S : 0,3 à 1 m	Entre 07h10 et 07h40, voire plus dans les fonds de baies	Pas de retrait initial significatif
SOURCE GRAVITAIRE	Kick'em Jenny	NA : 0,1 à 0,6 m SA : < 0,2 m NC : 1 à 2 m S : 0,1 à 2 m	25 à 35 min en façade Caraïbes	Pas de retrait initial significatif
	Montagne Pelée	NA : < 0,25 m SA : < 0,1 m NC : 0,4 à 1,6 m S : 0 à 0,8 m	0 à 4 min pour le NC, 4 à 10 min pour le SC	Pas de retrait
	Sainte Lucie – Soufrière Volcanic Center	NA : 0,3 à 0,6 m SA : 0 à 0,25 m NC : 0,3 à 1 m S : 0,1 à 1,5 m	De 10 min au SC jusqu'à 35 min à la Caravelle	Pas de retrait
	Dominique – Plat Pays Complex	NA : 0,6 à 1,8 m SA : 0,1 à 0,5 m NC : 0,4 à 2,3 m S : 0,3 à 2 m	5 à 10 min pour le NC, 15 min pour SC, 15 à 25 min pour NA	Pas de retrait
	La Palma	NA : 5 à 10 m SA : 3 à 7 m NC : 1 à 2 m S : 1 à 4,5 m	Environ 06h10	Pas de retrait initial

*Synthèse des différentes sources en termes d'élévation maximale du plan d'eau par façade (NA : Nord-Atlantique ; SA : Sud-Atlantique ; NC : Nord-Caraïbes ; S : Sud), de temps d'arrivée et de présence d'un éventuel retrait précurseur*

Les points qui ressortent de ces résultats sont les suivants :

- les sources « *Interface de Subduction* », « *La Palma* » et dans une moindre mesure la « *Ride de Sainte Lucie* » sont les plus impactantes pour le territoire ;
- la source « *Interface de Subduction* » est la seule qui puisse entraîner des inondations à des altitudes significativement supérieures à 10 m (et pouvant atteindre entre 20 et 30 m à Trinité pour les scénarios les plus pénalisants). Les secteurs concernés sont certaines parties basses du littoral, entre les communes du Lorrain et celle du Vauclin avec un impact maximal attendu entre le bourg de Trinité et Sainte Marie. En dehors, l'altitude atteinte par la submersion reste systématiquement inférieure à 10 m quels que soient les scénarios ;
- Les temps d'arrivée pour cette source restent très pénalisants (entre 10-20 en façade Atlantique et jusqu'à 50 min pour la côte Caraïbes) ;
- L'altitude de la submersion marine associée à la source « *Ride de Sainte Lucie* » peut atteindre jusqu'à 8 m côte atlantique ; les temps d'arrivée sont également rapides pour cette source, entre 15 et 30 min au maximum ;
- Les sources gravitaires donnent des impacts globalement plus localisés, excepté la source « *La Palma* » dont les effets sont perceptibles sur tout le territoire ;
- Les impacts à terre pour les sources sismiques « *Passage d'Anegada* » et « *Prisme de la Barbade* » et pour la source gravitaire « *Sainte Lucie* » sont limités (< 1 m) et restreints à la bande côtière (< 30 m du littoral) ;

- La commune de Trinité est, du fait de la configuration en entonnoir de la baie, systématiquement la plus touchée ; la commune du Robert est également souvent impactée ;
- A l'inverse, sur la côte atlantique, la commune du François n'est impactée que pour la source « *Interface de Subduction* » mais reste épargnée pour toutes les autres sources ;
- Sur la côte Nord-Caraïbes, les effets sont nettement plus limités. La ville du Carbet, n'est impactée que pour la source « *Interface de Subduction* » et par la source gravitaire « *Kick'em Jenny* ». La ville de Saint Pierre n'apparaît pas particulièrement impactée par les tsunamis d'origine sismique mais serait évidemment impactée par les effets d'une déstabilisation gravitaire de la Montagne Pelée (ce qui n'est pas reproduit par la modélisation vue la limite de résolution du modèle en champs proche).

Les scénarios envisagés pour le Kick'em Jenny seraient à mettre à jour en cas de croissance importante de l'édifice volcanique (Francis, 1988 ; Lindsay *et al.*, 2005).

Ces cartes peuvent être utilisées à la fois pour l'actualisation des Plans de prévention des Risques Naturels et des Plans Communaux de Sauvegarde réalisés par les communes. Elles permettront notamment d'affiner l'identification des zones refuge. Ces résultats pourront également servir à apprécier la vulnérabilité du bâti courant mais également la vulnérabilité d'enjeux patrimoniaux et des réseaux routiers en bordure littorale. L'intérêt de cette approche par scénario est également de pouvoir être un appui à la gestion de crise en s'appuyant sur les simulations disponibles pour apprécier *a priori* les effets.

Dans la continuité de cette étude, des simulations fines de la submersion à terre seront conduites sur quelques sites à enjeux à une résolution de 2 à 5 m en prenant en compte le bâti pour une simulation des écoulements en milieu complexe plus réaliste.

## Sommaire

<b>1. Cadre de l'étude .....</b>	<b>21</b>
<b>2. Généralités et rappels sur le phénomène tsunami .....</b>	<b>23</b>
<b>3. Principes généraux de l'étude.....</b>	<b>27</b>
3.1. ORGANISATION DE L'ÉTUDE .....	27
3.1.1. Pilotage .....	27
3.1.2. Déroulement.....	27
3.2. PRINCIPE FONDAMENTAL DE L'ÉTUDE .....	28
3.2.1. Sources tsunamigènes prises en compte .....	28
3.2.2. Comparaison entre les études récentes dans la Caraïbe .....	29
3.3. CARACTÉRISTIQUES DE CETTE ÉTUDE.....	30
3.3.1. Une recherche d'exhaustivité des sources tsunamigènes .....	30
3.3.2. Simulation de la submersion marine à une résolution spatiale de l'ordre de 30 m.....	32
3.3.3. Représentation finale : une carte synthétique par source intégrant les incertitudes.....	32
<b>4. Les tsunamis historiques ayant affecté les côtes martiniquaises.....</b>	<b>35</b>
4.1. LES TSUNAMIS HISTORIQUES D'ORIGINE SISMIQUE .....	35
4.1.1. Le Tsunami de Lisbonne (1755).....	35
4.1.2. Le Tsunami du Séisme de la Barbade de 1767 .....	38
4.1.3. Le Tsunami du Séisme des Iles Vierges de 1867 .....	38
4.1.4. Plusieurs événements de tempête rattachés à tort à un tsunami.....	39
4.2. LES TSUNAMIS HISTORIQUES D'ORIGINE GRAVITAIRE .....	40
<b>5. Sources tsunamigènes d'origine gravitaire .....</b>	<b>41</b>
5.1. TYPE DE SOURCES TSUNAMIGÈNES GRAVITAIRES ENVISAGEABLES DANS LA CARAIBES .....	41
5.2. SÉLECTION DES SOURCES GRAVITAIRES .....	42
5.2.1. Principe .....	42
5.2.2. Sélection des sources tsunamigènes d'origine gravitaire les plus dommageables pour la Martinique .....	42

5.3. SOURCE « LE VOLCAN SOUS-MARIN KICK'EM JENNY (ILES DES GRENADINES) » .....	44
5.3.1. Inventaire des tsunamis historiques associés au Kick'em Jenny .....	45
5.3.2. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-évènement) associées au Kick'em Jenny.....	45
5.3.3. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles associés au Kick'em Jenny .....	46
5.4. SOURCE « MONTAGNE PELÉE (MARTINIQUE) » .....	48
5.4.1. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-évènement) associés à la Martinique .....	48
5.4.2. Inventaire des tsunamis historiques associés à la Montagne Pelée.....	50
5.4.3. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles associés à la Montagne Pelée .....	50
5.5. SOURCE « SAINTE LUCIE – SOUFRIÈRE VOLCANIC CENTER » .....	50
5.5.1. L'activité volcanique de l'île de Sainte Lucie.....	50
5.5.2. Inventaire des tsunamis historiques associés à Sainte Lucie.....	51
5.5.3. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-évènement) associées à Sainte Lucie .....	51
5.5.4. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles depuis l'île de Sainte Lucie.....	53
5.6. SOURCE « DOMINIQUE – PLAT PAYS COMPLEX » .....	53
5.6.1. Inventaire des tsunamis historiques associés à l'île de la Dominique .....	53
5.6.2. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (Paléo-évènement) associés à l'île de la Dominique.....	54
5.6.3. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles depuis l'île de la Dominique .....	55
5.7. SOURCE « LA PALMA » .....	56
5.7.1. Le risque d'instabilité gravitaire sur l'île de la Palma : les avis de la communauté scientifique .....	56
5.7.2. Inventaire des tsunamis historiques associé à la Palma .....	59
5.7.3. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles pour la Palma .....	59
5.8. CALAGE DES CARACTÉRISTIQUES DES SCÉNARIOS GRAVITAIRES RETENUS .....	59
<b>6. Sources tsunamigènes d'origine sismique .....</b>	<b>63</b>
6.1. MÉTHODE EMPLOYÉE .....	63
6.1.1. Rappel du contexte.....	63

6.1.2. Identification de l'ensemble des sources tsunamigènes pour la Martinique	63
6.1.3. Identification de plusieurs scénarios crédibles pour chaque source potentielle retenue.....	64
6.1.4. Caractérisation de la rupture sismique pour chaque scénario crédible retenu.....	64
6.1.5. Déformation initiale induite par la rupture sismique .....	65
6.1.6. Echange avec d'autres experts .....	66
<b>6.2. CONTEXTE SISMIQUE MARTINIQUAIS ET SÉLECTION DES 10 SOURCES SISMIQUES POTENTIELLEMENT TSUNAMIGÈNES .....</b>	<b>66</b>
6.2.1. Contexte sismique martiniquais.....	66
6.2.2. Potentiel tsunamigène des différentes sources sismiques.....	67
6.2.3. Sources sismiques tsunamigènes retenues pour la Martinique .....	69
<b>6.3. ÉTAT DES CONNAISSANCES SISMOLOGIQUES POUR CHAQUE SOURCE</b>	<b>71</b>
6.3.1. Source sismique « Fosse de Muertos ».....	71
6.3.2. Source sismique « Passage d'Anegada » .....	75
6.3.3. Source sismique « Fosse de Puerto Rico ».....	78
6.3.4. Source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » .....	82
6.3.5. Source sismique « Ride de Sainte Lucie » .....	93
6.3.6. Source sismique « Prisme de la Barbade ».....	96
6.3.7. Source sismique « Graben de Marie-Galante ».....	99
6.3.8. Source sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce »	104
6.3.9. Source sismique « Nord Vénézuéla » .....	107
6.3.10. Source sismique « Ouest Gibraltar » .....	109
6.3.11. Synthèse des scénarios sismiques retenus pour la Martinique .....	115
<b>7. Simulations des tsunamis depuis la génération jusqu'à la submersion à l'échelle de l'île : données d'entrées et outils de simulation .....</b>	<b>119</b>
7.1. OUTILS DE SIMULATION MIS EN ŒUVRE .....	119
7.1.1. Génération du tsunami .....	119
7.1.2. Propagation du tsunami .....	120
7.1.3. Submersion à haute résolution .....	121
7.2. MODÈLES TOPO-BATHYMÉTRIQUES CONCUS POUR LES SIMULATIONS NUMÉRIQUES .....	122
7.2.1. Données d'entrées utilisées .....	122
7.2.2. Une succession de grilles topo-bathymétriques emboîtées de plus en plus résolues et centrées sur la Martinique .....	123
7.2.3. Conception du modèle topo-bathymétrique .....	123
7.2.4. Traitement des obstacles à l'écoulement pour les simulations au Rang 4125	

7.3. DONNÉES D'ENTRÉES UTILISÉES POUR LA PRISE EN COMPTE DE L'OCCUPATION DU SOL.....	128
7.4. VALIDATION DE LA CHAÎNE DE CALCULS : CONFRONTATION ENTRE OBSERVATIONS ET SIMULATION POUR LE SÉISME DE LISBONNE 1775131	
<b>8. Présentation des résultats des simulations au rang 4 .....</b>	<b>135</b>
8.1. RÉSULTATS PAR SOURCES TSUNAMIGÈNES .....	135
8.1.1. Sources gravitaires.....	135
8.1.2. Sources sismiques .....	142
8.2. RÉSULTATS TOUTES SOURCES CONFONDUES SISMIQUES OU GRAVITAIRES .....	156
8.2.1. Sources sismiques .....	156
8.2.2. Sources gravitaires.....	156
8.3. MÉTADONNÉES DES DONNÉES NUMÉRIQUES REMISES A LA DEAL ET LA CTM .....	156
<b>9. Une exposition du territoire contrastée.....</b>	<b>161</b>
9.1. VARIABILITÉ GÉOGRAPHIQUE.....	161
9.1.1. Un fort contraste côte Caraïbes / côte Atlantique.....	161
9.1.2. Les quartiers les plus exposés .....	163
9.2. DES EFFETS VARIÉS SELON LA SOURCE TSUNAMIGÈNE .....	168
9.2.1. La Source Subduction : les tsunamis les plus dommageables pour la Martinique .....	168
9.2.2. Un fort impact de la Source « Ride de Sainte Lucie ».....	168
9.2.3. Des impacts limités pour les sources sismiques « Passage d'Anegada » et « Prisme de la Barbade » et pour la source gravitaire « Sainte Lucie ».....	168
9.2.4. Des impacts localisés pour les sources gravitaires .....	169
9.3. SECTEURS EXPOSÉS À UNE SUBMERSION AU-DELÀ DE 15 M D'ALTITUDE.....	169
<b>10. Conclusion.....</b>	<b>173</b>
<b>11. Bibliographie .....</b>	<b>175</b>

## Liste des illustrations

Illustration 1 : Schéma de propagation d'un tsunami depuis le milieu profond jusqu'à la côte (source : <a href="http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great_waves/tsunami_great_waves.html">http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great_waves/tsunami_great_waves.html</a> ) .....	24
Illustration 2 : Caractéristiques des tsunamis au niveau du rivage (à partir de Pedreros et Poisson, 2007) .....	24
Illustration 3 : Principe général de l'étude .....	28
Illustration 4 : Comparaison des spécificités techniques des études les plus récentes dans la Caraïbe et comparaison avec les techniques du PTWC .....	30
Illustration 5 : Comparaison des sources tsunamigènes étudiées par différentes études récentes ayant traité de l'arc des Petites Antilles .....	31
Illustration 6 : Deux informations complémentaires disponibles pour chaque source : 1. l'altitude maximale du plan d'eau (en mer) ou de la submersion marine (à terre) (information représentée sur les cartes résultats) et 2. la hauteur maximale de l'inondation attendue à terre (information disponible sous format SIG uniquement).....	32
Illustration 7 : Caractéristiques des tsunamis d'origine sismique ayant affecté la Martinique Source : BRGM, - <a href="http://tsunamis.brgm.fr">http://tsunamis.brgm.fr</a> .....	35
Illustration 8 : Observations contemporaines au tsunami du 1 <sup>er</sup> novembre 1755 ( <a href="http://tsunamis.brgm.fr">tsunamis.brgm.fr</a> ). Les cercles représentent les intensités relevées (échelle de Sieberg-Ambraseys). Les flèches représentent les observations de hauteur d'inondation en mètres d'après Lemoine et al. (2015).....	37
Illustration 9 : Observations historiques connues aux Antilles liées au tsunami de Lisbonne. (Source : BRGM - <a href="http://tsunamis.brgm.fr">http://tsunamis.brgm.fr</a> ).....	37
Illustration 10 : Observations historiques connues liées au tsunami de 1767 (Source : BRGM - <a href="http://tsunamis.brgm.fr">http://tsunamis.brgm.fr</a> ) .....	38
<i>Illustration 11 : Observations historiques connues liées au tsunami de 1867 (Source : BRGM - <a href="http://tsunamis.brgm.fr">http://tsunamis.brgm.fr</a>) .....</i>	<i>39</i>
Illustration 12 : Caractéristiques des tsunamis d'origine gravitaire ayant affecté la Martinique au moment de l'éruption de la Montagne Pelée en 1902 (Source : BRGM - <a href="http://tsunamis.brgm.fr">http://tsunamis.brgm.fr</a> ) .....	40
Illustration 13 : Sources gravitaires retenues .....	43
Illustration 14 : Localisation du Kick'em Jenny (triangle rouge) au sein des îles Grenadines (en violet) et dans l'arc des Petites Antilles (D'après Lindsay et Shepherd, 2005). .....	44
Illustration 15 : Caractéristiques des paléo-événements connus ayant affecté le Kick'em Jenny.....	46
Illustration 16 – Configuration du modèle utilisé par Gisler et al. (2006) pour simuler une éruption explosive du Kick'em Jenny et aperçu d'un profil final après explosion .....	47
Illustration 17 – Résultats obtenus par Gisler et al. (2006) pour 3 indices d'explosivité volcanique (VEI : Volcanic Explosivity Index ; à titre indicatif, l'éruption cataclysmique du Krakatoa en 1883 en Indonésie correspond à une VEI de 6).....	48
Illustration 18 : Scénarii futurs crédibles retenus depuis le Kick'em Jenny .....	48
Illustration 19 : Déstabilisation de flanc sur le flanc ouest de la Montagne Pelée (Le Friant et al. 2003) .....	49

Illustration 20 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de la Martinique d'après les travaux de Le Friant et al., 2003 et Boudon et al., 2007. ....	49
Illustration 21 : Scénarii futurs crédibles retenus sur la Martinique. ....	50
Illustration 22 : Carte géologique simplifiée de la structure de Qualibou (Sainte Lucie). Extrait de Boudon et al., 2007. ....	52
Illustration 23 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de Sainte Lucie d'après les travaux de Deplus et al., 2001 ; Lindsay et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007. ....	52
Illustration 24 : Scénarii futurs crédibles retenus depuis l'île de Sainte Lucie. ....	53
Illustration 25 : Trois déstabilisations de flanc emboîtées reconnue sur l'édifice volcanique du Plat Pays Complexe : Morne Eloi (18-20 km <sup>3</sup> ), Soufrière (6-7 km <sup>3</sup> ), Morne Rouge (1 km <sup>3</sup> ) d'après Le Friant et al., 2002 et Boudon et al., 2007. ....	54
Illustration 26 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de la Dominique au cours de la période Holocène (< 10 000 ans) d'après les travaux de Le Friant et al., 2002 ; Lindsay et al., 2005 ; Boudon et al., 2007. ....	55
Illustration 27 : Scénario futur crédible depuis l'île de la Dominique. ....	56
Illustration 28 : Localisation de l'île de Palma dans les îles Canaries et de la zone instable. ....	56
Illustration 29 : Carte de La Palma et géométrie du glissement dans le cas d'un scénario catastrophique « maximisant », impliquant une grande partie du flanc ouest du volcan (Ward et Day, 2001).....	57
Illustration 30 - Hauteur d'eau calculée 6h après le glissement (>0 en rouge, <0 en bleu, valeurs données pour les points en jaune), d'après Ward et Day (2001) .....	58
Illustration 31 : Scénarii futurs crédibles retenus pour la Palma .....	59
Illustration 32 - Synthèse des caractéristiques retenues pour chacun des scénarios gravitaires modélisés. En grisé, les scénarios considérés comme peu plausibles .....	61
Illustration 33 - Contexte sismotectonique de la plaque Caraïbe (Harbitz et al., 2012, modifié d'après E. Calais). La sismicité est issue du catalogue NEIC de l'USGS (1974-2012). Avec : BAP : prisme de la Barbade ; EF : faille d'Enriquillo ; EPF : faille El Pilar ; LAT : fosse des Petites Antilles ; MT : Fosse de Muertos ; PRT : Fosse de Puerto Rico ; SF : Faille Septentrionale. ....	67
Illustration 34 - Failles actives dans l'arc et l'avant arc antillais, d'après Leclerc (2014) Tracés des failles perpendiculaires à l'arc d'après Feuillet et al. (2002), tracés des failles parallèles à l'arc d'après Leclerc (2014), tracé des failles normales du Passage d'Anedaga et direction de l'extension d'après Mann et al. (2005). En trait noir pointillé est représentée la bordure orientale du Bassin de Grenade. M-G.G. : Graben de Marie-Galante Graben. ....	68
Illustration 35 - Sources sismiques potentiellement tsunamigènes dans la Caraïbe, d'après McCann (2006) .....	69
Illustration 36 - Sources tsunamigènes d'origine sismique considérées dans cette étude .....	70
Illustration 37 - Carte tectonique du nord-est de la plaque Caraïbes incluant la bathymétrie et les principales structures, d'après Flores et al. (2012). Cette région marque la transition entre un régime de subduction à l'Est et de grands décrochements à l'Ouest initiés au Sud de la plateforme des Bahamas .....	71

Illustration 38 - Structures majeures NE Caraïbes (d'après Manaker et al., 2008). Les lignes noires soulignent les failles, les lignes les plus épaisses les failles majeures (fosse des Petites Antilles, fosse de Puerto Rico et fosse de Muertos ; faille décrochantes septentrionales, d'Enriquillo, faille normale au passage d'Anegada). Les flèches montrent la vitesse de la plaque Caraïbes relativement à la plaque Amérique du Nord, (DeMets et al., 2000). Les séismes principaux depuis 1564 sont représentés par les projections en surface des surfaces de rupture estimées. Les traits rouges représentent les ruptures de failles verticales (en décrochement).....	72
Illustration 39 - Contexte tectonique du Nord-Est de la plaque Caraïbes, d'après Bruña et al., (2010). La présente étude s'intéresse notamment aux événements associés à la fosse de Muertos, au sud d'Hispañola, au Passage d'Anegada, à l'est de Puerto Rico et à la fosse de Puerto Rico au nord de Puerto Rico. ....	73
Illustration 40 - Scénario MUERTOS-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme historique de 1751 (M8) le long de la fosse de Muertos à partir des hypothèses de McCann (2006) et Ali et al. (2008).....	74
Illustration 41 - Scénario ANEGADA-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme historique des îles Vierges de 1867 M7.5 .....	76
<i>Illustration 42 - Scénario PUERTORICO-1 : Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme historique associé à la fosse de Puerto Rico (1787, M8) (Ali et al., 2008).....</i>	<i>80</i>
Illustration 43 - Failles actives et volcanisme dans l'arc des Petites Antilles, d'après Feuillet et al. (2011). Les étoiles blanches représentent les séismes de magnitude supérieure à 6. Les grandes ellipses montrent l'étendue supposée des ruptures des événements historiques de 1839 et 1843. ....	85
Illustration 44 - Position des campagnes marines réalisées dans l'arc des Petites Antilles, d'après Laigle et al. (2013). La ligne noire en pointillé symbolise la limite supérieure du backstop, considéré comme la limite supérieure de la zone simogénique. ....	86
Illustration 45 - Carte de sismicité (oct. 2007-sept. 2008) et coupe verticale dans la région de la Martinique, d'après Laigle et al., (2013). La ligne noire en pointillés représente le Moho de la plaque Caraïbe.....	87
Illustration 46 - Coupe verticale montrant la sismicité au large de la Martinique, d'après Laigle et al. (2013), la position en profondeur du Moho de la plaque Caraïbe (pointillés) et de l'interface.....	87
Illustration 47 - D'après Laigle (2013) : sismicité au large de la Guadeloupe (4 mois d'enregistrement en 2007) et modèle structural de la plaque supérieure et de l'interface. ....	88
Illustration 48 - Scénario SUBDUCTION-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme « type 1843 » (M8.5) associé à la subduction des Petites Antilles .....	89
Illustration 49 - Carte bathymétrique de l'arc antillais, d'après Leclerc ,2014. Les rides sont en traits noirs pointillés.....	94
Illustration 50 - Sismicité 1950-1978 incluant le séisme du 25/12/1969, d'après Stein et al., 1983.....	95

Illustration 51 - Scénario RIDESTELUCIE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme au niveau de la ride de Sainte-Lucie (M7.5) .....	96
Illustration 52 - Scénario PRISMEBARBADE-2 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme en faille inverse au niveau du prisme de la Barbade (M7.1, d'après Terrier et Bès de Berc, 2007). .....	98
Illustration 53 - Carte structurale de l'archipel de Guadeloupe, les failles sont représentées par les lignes noires (d'après Leclerc, 2014).....	100
Illustration 54 - Carte sismotectonique au voisinage de la Guadeloupe. Les failles actives sont représentées par les segments. Les flèches indiquent le sens de l'extension. La sismicité superficielle (z<30 km) répertoriée par l'OSVM et l'OSVG est représentée par les points blancs (1981-1998). Les mécanismes au foyer des principaux événements intraplaques sont montrés ainsi que les séismes historiques associés à une intensité épiscopale $I \geq 7$ . (d'après Feuillet et al., 2004).....	101
Illustration 55 - Scénario MARIEGALANTE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme $M_w=7.3$ en faille normale associé à la rupture de la faille de Morne Piton, Marie-Galante. ....	103
Illustration 56 - Structures tectoniques, volcanisme Quaternaire et sismicité dans l'arc Antillais.a) bathymétrie ; b ) failles, volcans (violet)et direction de l'extension ; c) carte sismotectonique avec les séisme superficiels de la base de données de l'observatoire de Guadeloupe OSVG. Les surfaces jaunes représentent les surfaces de rupture supposées.Au voisinage de la Martinique, trois failles sont cartographiées en mer : une faille de taille modérée dans la baie de Saint-Pierre et les failles plus importantes de Sainte-Luce et des Salines au sud de l'île. (d'après Leclerc, 2014) .....	106
Illustration 57 - Scénario SAINTELUCE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme $M_w=6.7$ . ....	107
Illustration 58 - Scénario vénézuéla.b - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme $M_w=8.4$ .....	109
Illustration 59 - Intensités liées au séisme de Lisbonne de 1755. Les cercles bruns représentent les différents épiscopales proposés dans la littérature (d'après Fonseca, 2005).....	110
Illustration 60 - Carte tectonique schématique où les principales failles actives sont représentées en rouge (d'après Zitellini et al., 2009). ....	110
Illustration 61 - Carte tectonique sur laquelle sont représentées en rouge les structures principales (d'après Zitellini et al., 2009). ....	111
Illustration 62 - Mécanismes au foyer des séismes principaux et position des séismes historiques (d'après Papadopoulos et al., 2014). ....	112
Illustration 63 - Scénario LISBONNE-4 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme de Lisbonne 1755 en considérant un glissement moyen de 20 m. ....	114
Illustration 64 - Synthèse des caractéristiques retenues pour chacun des scénarios sismiques modélisés. En grisé, les scénarios n'ayant fait l'objet d'une modélisation uniquement jusqu'au rang 3 et n'intervenant pas dans la carte finale .....	118
Illustration 65 - Principe de la simulation numérique d'un tsunami d'origine sismique .....	119
Illustration 66 - Modèle topo-bathymétrique de résolution 10 m réalisé pour l'étude.....	124

Illustration 67 - Source des données topo-bathymétriques utilisées .....	124
Illustration 68 – Emprises des 4 rangs emboîtés et aperçu des MNT associés à chaque rang de calcul.....	126
Illustration 69 – Position des 2 056 « obstacles topographiques » (en noirs) identifiées dans les zones basses littorales de la Martinique .....	127
Illustration 70 – Exemple de l'amélioration du MNT pris en compte dans le modèle grâce à la digitalisation de ces obstacles topographiques : profil topographique en travers d' un remblai routier au niveau de Petit-Bourg: Litto3D à 1 m en pointillés noirs, MNT au rang 4 en rouge, MNT après correction en bleu) .....	128
Illustration 71 – Occupation du sol en Martinique d'après la base de données « Corine Land Cover ».....	129
Illustration 72 – Typologie de l'occupation du sol sur la base des classes de la base « Corine Land Cover » et attribution de coefficients de Manning.....	130
Illustration 73 – Carte des coefficients de Manning établie sur la base de l'occupation du sol « Corine Land Cover » .....	130
Illustration 74 – Confrontation des observations historiques et de la simulation à la Trinité pour le tsunami généré par le séisme de Lisbonne en 1755 (scénario LISBONNE-4, glissement 20 m) .....	132
Illustration 75 - Synthèse des différentes sources gravitaires en termes d'élévation maximale du plan d'eau par façade (NA : Nord-Atlantique ; SA : Sud-Atlantique ; NC : Nord-Caraïbes ; S : Sud), de temps d'arrivée et de présence d'un éventuel retrait précurseur. ....	136
Illustration 76 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Kick'em Jenny » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios KEJ-1, KEJ-2, KEJ-3) .....	137
Illustration 77 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Montagne Pelée - lahars » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios PELEE-1, PELEE-2) .....	138
Illustration 78 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Sainte-Lucie – Soufrière Volcanic Center » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios STELUCIE-1, STELUCIE-2, STELUCIE-3, STELUCIE-4) .....	139
Illustration 79 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Dominique – Plat Pays Complex » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios DOMINIQUE-1, DOMINIQUE-2, DOMINIQUE-3) .....	140
Illustration 80 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « La Palma » (résultat issu des simulations, au Rang 4 du scénario PALMA-2) .....	141
Illustration 81 - Synthèse des différentes sources sismiques en termes d'élévation maximale du plan d'eau par façade (NA : Nord-Atlantique ; SA : Sud-Atlantique ; NC : Nord-Caraïbes ; S : Sud), de temps d'arrivée et de présence d'un éventuel retrait précurseur .....	143
Illustration 82 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Fosse de Muertos » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario MUERTOS-3) .....	144

Illustration 83 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Passage d'Anegada » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario ANEGADA-5).....	145
Illustration 84 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Fosse de Puerto Rico » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios PUERTORICO-3 et PUERTORICO-4).....	146
Illustration 85 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios SUBDUCTION-1, SUBDUCTION-2, SUBDUCTION-3, SUBDUCTION-4, SUBDUCTION-5, SUBDUCTION-6, SUBDUCTION-9 et SUBDUCTION-11).....	147
Illustration 86 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios SUBDUCTION-1, SUBDUCTION-2, SUBDUCTION-3, SUBDUCTION-4, SUBDUCTION-5, SUBDUCTION-6, SUBDUCTION-9 et SUBDUCTION-11).....	148
Illustration 87 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Ride de Sainte-Lucie » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios RIDESTELUCIE-1 et RIDESTELUCIE-2).....	149
Illustration 88 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Prisme de la Barbade » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario PRISMEBARBADE-2) .....	150
Illustration 89 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Graben de Marie-Galante » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios MARIEGALANTE-3 et MARIEGALANTE-4).....	151
Illustration 90 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario SAINTELUCE-1) .....	152
Illustration 91 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Nord Vénézuéla » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario VENEZUELA-1) .....	153
Illustration 92 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Ouest Gibraltar » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios LISBONNE-3, LISBONNE-4 et LISBONNE-6).....	154
Illustration 93 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer, toutes sources sismiques confondues. ....	157
Illustration 94 : Valeur maximale de la hauteur de l'inondation attendue à terre, toutes sources sismiques confondues. ....	158
Illustration 95 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau, toutes sources gravitaires confondues .....	159
Illustration 96 : Valeur maximale de la hauteur de la submersion marine attendue à terre, toutes sources gravitaires confondues. ....	160
Illustration 97 - Qualification de l'impact des différentes sources sismiques sur certains secteurs (X : impactés ou – : épargnés).....	162

Illustration 98 - Qualification de l'impact des différentes sources gravitaires sur certains secteurs (X : impactés ou – : épargnés) .....	163
Illustration 99 - Nombre de sources sismiques impactantes .....	164
Illustration 100 - Nombre de sources sismiques impactantes ; Zoom sur la côte sud.....	165
Illustration 101 - Nombre de sources sismiques impactantes ; Zoom sur la commune du Robert.....	166
Illustration 102 - Nombre de sources sismiques impactantes ; Zoom sur la commune de Trinité .....	167
<i>Illustration 103 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur les communes de Trinité et Sainte Marie.</i> .....	170
Illustration 104 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur le bourg du Vauclin. (En noir, le trait de côte) .....	171
Illustration 105 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur Pointe Savane, commune du Robert. (En noir, le trait de côte).....	172

## Liste des annexes

Annexe 1 Le séisme du 30 novembre 1824 à la Martinique : une tempête en lieu et place d'un tsunami .....	189
Annexe 2 Source Sismique « Ouest Gibraltar » .....	195
Annexe 3 Source Sismique « Fosse de Muertos » .....	207
Annexe 4 Source Sismique « Fosse de Puerto Rico » .....	213
Annexe 5 Source Sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » .....	221
Annexe 6 Source Sismique « Passage d'Anegada » .....	243
Annexe 7 Source Sismique « Nord Vénézuéla » .....	253
Annexe 8 Source Sismique « Graben de Marie-Galante » .....	257
Annexe 9 Source Sismique « Ride de Sainte Lucie » .....	265
Annexe 10 Source Sismique « Prisme de la Barbade » .....	271
Annexe 11 Source Sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce » .....	277
Annexe 12 Source Gravitaire « La Palma » .....	281
Annexe 13 Source Gravitaire « Montagne Pelée » Elévation du plan d'eau .....	287
Annexe 14 Source Gravitaire « Sainte Lucie : Soufrière Volcanic Center » .....	293
Annexe 15 Source Gravitaire « Volcan sous-marin Kick'em Jenny » .....	303
Annexe 16 Source Gravitaire « Dominique – Plat Pays Complex » .....	313



## 1. Cadre de l'étude

Située en zone de forte sismicité à l'aplomb d'une zone de subduction, l'île de la Martinique est exposée au risque tsunami, qu'il soit d'origine proche (arc antillais) ou lointaine (transatlantique ou transcaraïbe).

Une première appréciation de l'aléa Tsunami sur la Martinique avait été menée par le BRGM en 2007 (RP-55795-FR, Pedreros et al., 2007) dans le cadre du Plan Séisme 1 dont les résultats ont été utilisées dans le Plan de Prévention des Risques Naturels (PPRN). Depuis 2007, de nouveaux outils de simulation et de nouvelles données (autant sur les sources tsunamigènes que sur les données d'entrées topobathymétriques) permettent d'approfondir significativement la connaissance de l'aléa Tsunami sur l'île.

La présente étude s'inscrit dans le cadre des missions de Service Public du BRGM pour le compte de la DEAL et de la Collectivité Territoriale de Martinique. Son objectif est de préciser, par des simulations numériques haute résolution, les zones exposées aux tsunamis en Martinique.

Un tsunami peut être provoqué par un phénomène déplaçant rapidement de grands volumes d'eau, phénomène pouvant être associé à un séisme ou à d'autres types de sources (éruptions volcaniques, effondrements de flancs, glissements sous-marins..), sachant que toutes les hypothèses nécessitent d'être considérées pour l'appréciation du risque. L'ensemble des sources possibles a donc été identifié en complétant celles considérées en 2007. L'étude est guidée par la prise en compte des « worst credible case scenarios » : pour chacune de ces sources, des scénarios majorants mais crédibles ont été considérées. Les tsunamis induits ont été simulés jusqu'à l'estimation de la submersion à terre en tenant compte de l'occupation des sols.

Le rapport se présente comme suit :

- Le chapitre 2 rappelle quelques concepts généraux et définitions sur les tsunamis ;
- Le chapitre 3 présente l'étude dans sa globalité et rappelle surtout ses principales caractéristiques ;
- Le chapitre 4 synthétise les connaissances historiques existantes sur les tsunamis ayant affecté la Martinique, d'après les documents disponibles notamment dans la base de données du BRGM (<http://tsunamis.brgm.fr/>) ;
- A partir de l'état des connaissances scientifiques, les chapitres 5 et 6 présentent les sources tsunamigènes gravitaires et sismiques retenues et les caractéristiques des scénarios considérés ;
- Le chapitre 7 présente le principe des simulations numériques, les modèles et les données d'entrées utilisés ;
- Les chapitres 8 et 9 présentent et discutent les résultats des simulations à la résolution de 30 m, tant en terme d'élévation du plan d'eau, d'altitude atteinte par la submersion marine ou de hauteur d'inondation.



## 2. Généralités et rappels sur le phénomène tsunami

*Ce chapitre est extrait du rapport RP-55795-Fr (Pedreros et al., 2007).*

Un tsunami (*du japonais tsu : port et nami : vague*) correspond à une série de vagues provoquée par une action mécanique brutale et de grande ampleur au niveau d'une mer ou d'un océan. Ces actions sont le plus souvent d'origine tectonique, volcanique ou liées à des glissements de terrain, mais un impact météoritique peut aussi en être la cause.

Suite à leur génération, les tsunamis se propagent dans toutes les directions, parfois sur plusieurs milliers de kilomètres, jusqu'à atteindre les côtes. Seuls les tsunamis les plus importants inondent ces dernières.

Les tsunamis peuvent ainsi être décrits selon 3 phases : la génération, la propagation et l'inondation.

A la phase de **génération**, les tsunamis se caractérisent par des périodes (**T**, durée entre deux vagues consécutives) allant de quelques minutes (généralement liés à des glissements terrain) à plus d'une heure lorsqu'ils sont causés par des événements tectoniques majeurs. Les longueurs d'onde associées (**L**, distance entre deux vagues consécutives) peuvent alors varier de plusieurs dizaines à quelques centaines de km. Bien souvent, L est largement supérieure à la profondeur (**P**). Dans ce cas, les tsunamis obéissent à la théorie des « ondes longues » qui prévoit une vitesse de propagation (**V**) homogène sur toute la tranche d'eau. V peut être alors approchée par la relation :

$$V = \sqrt{g \times P} \quad \text{où } g \text{ correspond à l'accélération terrestre (9.81 m.s}^{-2}\text{).}$$

Ainsi en se **propageant** vers la côte, l'onde rencontre des profondeurs de plus en plus faibles en faisant chuter sa vitesse : par exemple, de 943 km/h à 7000 m de profondeur à 36 km/h à 10 m de profondeur (Illustration 1). Cela implique également une diminution de L ( $L = V \times T$ ). Comme la quasi-totalité de l'énergie transportée par le tsunami est conservée lors de sa propagation, cela implique l'augmentation des hauteurs des vagues en eau peu profonde (*étape de gonflement*).

Il existe un seuil défini par le rapport entre la hauteur des vagues et la profondeur de l'eau, au-delà duquel les vagues déferlent en contribuant à la dissipation de l'énergie. Il convient toutefois de noter que compte-tenu de leurs caractéristiques, la plupart des tsunamis ne déferlent pas.

Enfin, à proximité du rivage, les tsunamis subissent des phénomènes comme la diffraction, la réflexion, la dissipation par frottement et déferlement, le piégeage

d'ondes (ondes de coin), ... qui accentueront ou diminueront les effets des vagues en fonction de la physiographie locale.

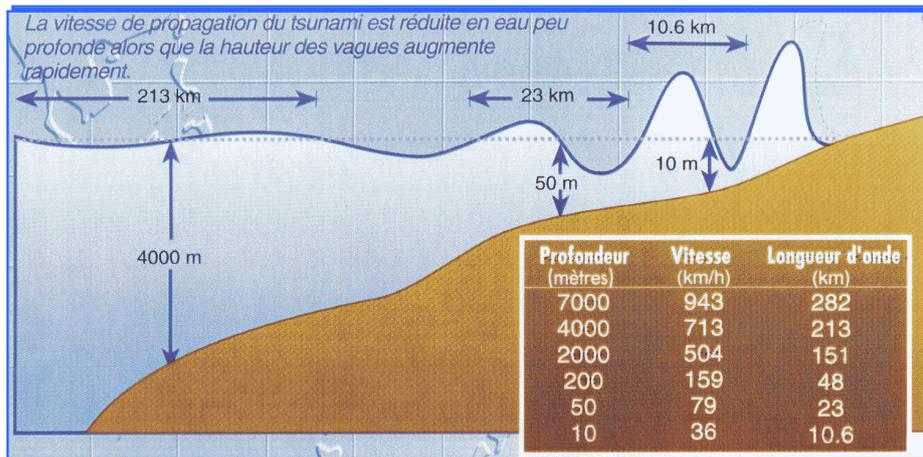


Illustration 1 : Schéma de propagation d'un tsunami depuis le milieu profond jusqu'à la côte (source : [http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great\\_waves/tsunami\\_great\\_waves.html](http://www.prh.noaa.gov/itic/fr/library/pubs/great_waves/tsunami_great_waves.html))

La hauteur des vagues correspond à la somme de l'amplitude de la crête et l'amplitude du creux (on l'appelle hauteur crête-à-creux). Dans le domaine marin, l'amplitude des crêtes équivaut donc à l'**élévation maximale du plan d'eau** comme le schématise l'illustration 2.

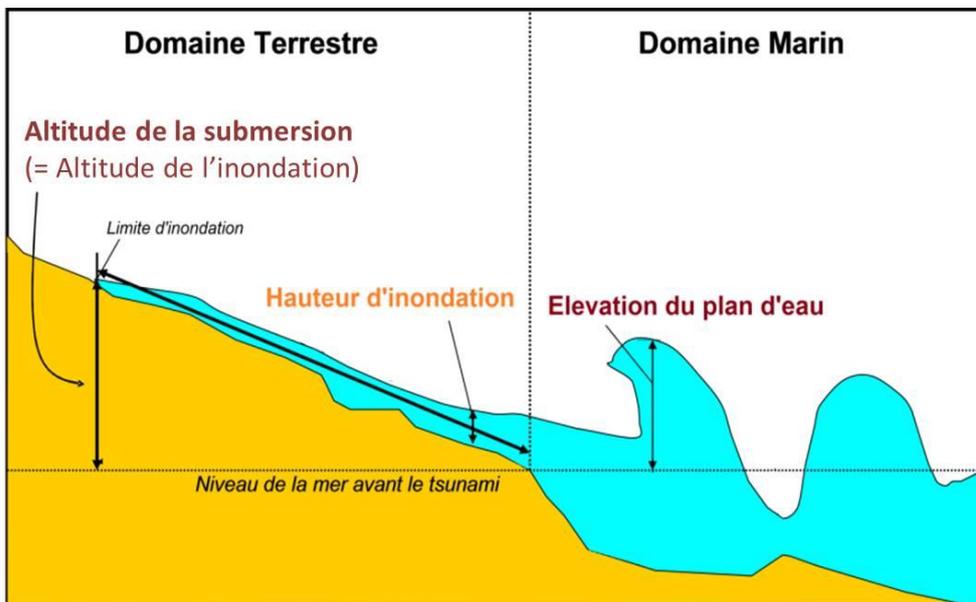


Illustration 2 : Caractéristiques des tsunamis au niveau du rivage (à partir de Pedreros et Poisson, 2007)

On appelle **submersion marine** l'inondation temporaire de la zone côtière par la mer. Elle dépend des caractéristiques du tsunami près du rivage (amplitude, période et longueur d'onde des vagues) et de la topographie côtière. En cas d'inondation, le tsunami ne se comporte plus comme une onde mais comme un torrent qui sera plus ou moins chenalisé par la topographie et d'éventuelles rivières ou canaux. Il interagira également avec la végétation, les ouvrages et le bâti côtiers. La limite d'inondation, correspondant à l'enveloppe de l'excursion maximale de l'eau dans le domaine terrestre, permet de caractériser cette zone inondée. On parle d'**altitude d'inondation** ou **altitude de submersion** comme étant l'altitude de la limite d'inondation par rapport au niveau de la mer avant le tsunami. Localement, on peut également s'intéresser à **la hauteur (ou épaisseur) d'inondation** qui équivaut à la différence entre les altitudes du plan d'eau et celle du substrat.



## 3. Principes généraux de l'étude

### 3.1. ORGANISATION DE L'ÉTUDE

#### 3.1.1. Pilotage

L'étude est pilotée par la Collectivité Territoriale de Martinique (ex-Région), la DEAL et le BRGM, en concertation avec l'Etat-Major Zone Antilles (EMZA), le Service interministériel de défense et de protection civile de la Préfecture (SIDPC), l'Observatoire Volcanologique et Sismologique de la Martinique (OVSM) et le Conseil Général qui ont participé aux comités de pilotage.

Les réunions ont permis de tenir régulièrement informés ces acteurs de l'avancement de l'étude et de solliciter l'avis des spécialistes pour la plupart des choix techniques, afin de garantir une meilleure pertinence de ces travaux et une meilleure appropriation des résultats par les services opérationnels.

#### 3.1.2. Déroulement

L'illustration 3 synthétise le déroulement de cette étude :

- Dans un premier temps, l'identification et la caractérisation des sources tsunamigènes susceptibles d'impacter la Martinique à partir des événements historiques et d'expertise ;
- Puis la simulation numérique de scénarios associés à ces sources permettant de calculer les hauteurs de vagues de tsunami attendues en mer ;
- Enfin, la simulation de la submersion à terre associée à chacune de ces sources avec des résultats à une résolution de 30 m sur l'ensemble des communes littorales de la Martinique.

La poursuite des simulations à très haute résolution (2 à 5 m) sur six sites à enjeu fera l'objet d'un rapport complémentaire ultérieur.

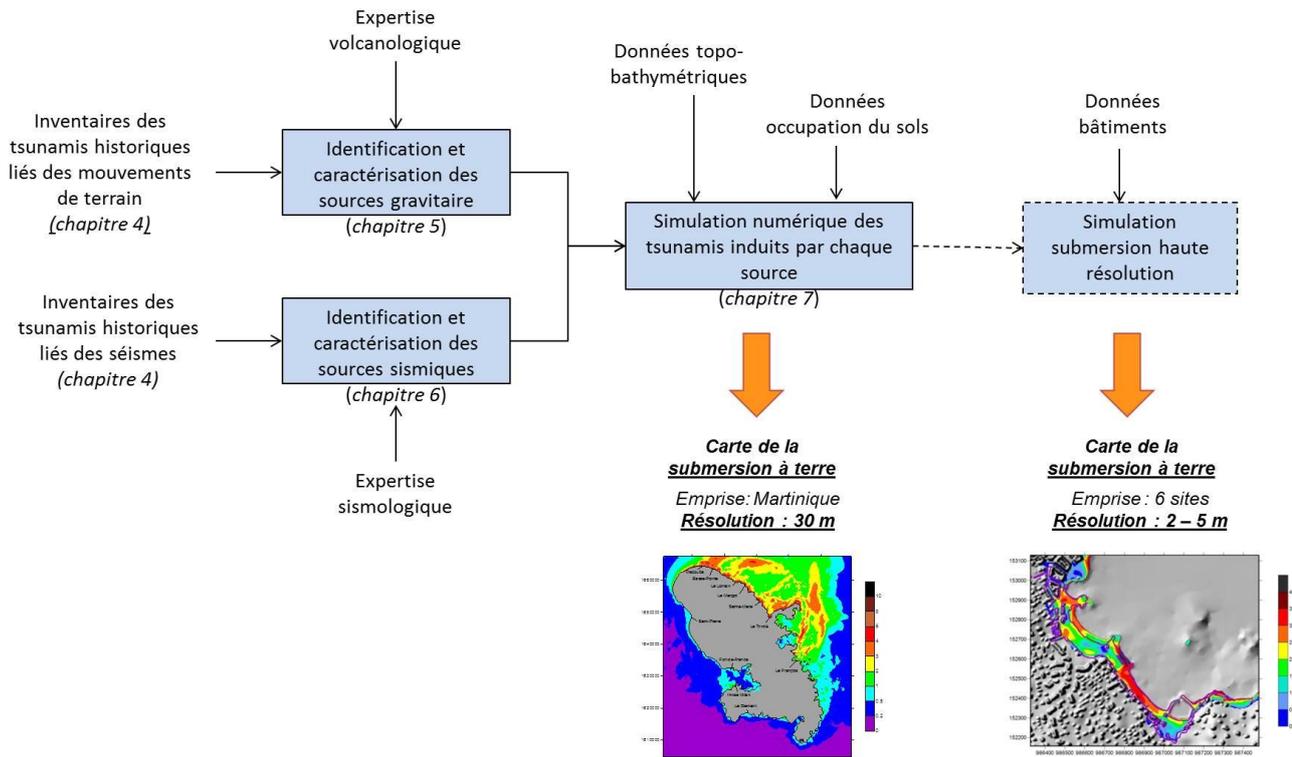


Illustration 3 : Principe général de l'étude

## 3.2. PRINCIPE FONDAMENTAL DE L'ÉTUDE

### 3.2.1. Sources tsunamigènes prises en compte

Un tsunami peut être provoqué soit par une source sismique soit par un autre évènement déclencheur (une éruption volcanique, un glissement sous-marin...), sachant que l'ensemble des hypothèses nécessite d'être considéré pour l'appréciation du risque.

Actuellement, dans la communauté scientifique, si les simulations de tsunamis générés par une source sismique et leur impact sont courantes et calibrées, l'effet des sources associées à d'autres phénomènes est souvent plus difficilement modélisable.

Les sources non associées à des tremblements de terre traitées dans cette étude sont celles liées à des déstabilisations gravitaires (effondrement de flanc de volcans, glissement sous-marins, arrivée en mer de coulées pyroclastiques...) que l'on regroupera sous le terme « sources gravitaires ». Les éruptions sous-marines explosives, potentiellement tsunamigènes également, ne seront pas traitées ici. Les effets de ce type de source dont la modélisation relève encore de la recherche, sont, dans tous les cas, considérés comme limités à grande distance (forte atténuation de

l'onde). Elles ne concernent que les volcans sous-marins, donc dans le cadre de cette étude le volcan Kick'em Jenny (cf. § 5.3.3).

Les sources tsunamigènes vis-à-vis de la Martinique sont à la fois celles en champ proche dont l'impact est local voire régional mais également celles en champ lointain dont l'impact est mondial. En effet, certaines sources situées en dehors de la Caraïbe peuvent générer des tsunamis qui se propagent à travers un bassin océanique comme cela a été le cas suite au séisme de Lisbonne en 1755.

L'identification des sources tsunamigènes gravitaire, que cela soit en champ proche ou lointain, fait l'objet du chapitre 5. Celle des sources sismiques est traitée dans le chapitre 6.

### 3.2.2. Comparaison entre les études récentes dans la Caraïbe

L'illustration 4 compare les caractéristiques techniques des études les plus récentes traitant de l'aléa tsunami dans la Caraïbe à partir de simulations numériques et notamment :

- Harbitz et al. (2012) a travaillé sur les petites Antilles ;
- L'Université des Antilles a étudié plus particulièrement, les îles de la Martinique et de la Guadeloupe dans le cadre d'un projet Interreg nommé Tsunahoule (2007-2013).

Pour information, les finalités n'étant pas comparables, les techniques utilisées par le Pacific Tsunami Warning Center (PTWC)<sup>1</sup> pour sa mission d'alerte dans la Caraïbe, sont également rappelées. N'étant pas contraint en terme de temps de calcul, les modèles de calcul des études visant à l'amélioration de la connaissance sont inévitablement plus complexes et plus précis que ceux utilisés par le PTWC destinés à une utilisation en temps réel.

	<b>BRGM, 2017</b> (présente étude)	<b>Harbitz et al., 2012</b>	<b>Projet Interreg Tsunahoule</b> (2007-2013)	<b>PTWC</b>
Source	Sismique + gravitaire	Sismique + gravitaire	Sismique	Sismique-
Scénario	Sélection des scénarios maximisants crédibles (historique + connaissance scientifique)	Sélection des scénarios maximisants crédibles (historique + connaissance scientifique)	~ 2000 scénarios basés sur les mécanismes de la subduction + Failles Puerto Rico	Basé sur les caractéristiques en temps réel du séisme
Modèle / équations	Equation de Boussinesq (Funwave-TVD)	Equation de Boussinesq (GloBouss)	Equation de Saint-Venant	Equation linéaire de Saint-Venant et loi de Green

<sup>1</sup> Centre d'alerte aux tsunamis dans le Pacifique (Hawaï, Etats-Unis) et dans la Caraïbe

				(RIFT: Rapid Inundation Forecasting of Tsunamis) + SIFT (Short-term Inundation Forecasting of Tsunamis) & ATFM (Alaska Tsunami Forecast Model) for US coasts
Phases	Génération / Propagation / Inondation	Génération / Propagation	Génération / Propagation / Inondation	Génération / Propagation
Résolution max	~ 30 m (Martinique)	1' (~ 2 km)	~ 30 m (Martinique / Guadeloupe)	Entre 7 km et 900 m environ.
Prise en compte de la submersion à terre	MNT LiDAR, Prise en compte des obstacles à l'écoulement, Frottement spatialisé (occupation du sol)	-	MNT LiDAR, Frottement uniforme	-

Illustration 4 : Comparaison des spécificités techniques des études les plus récentes dans la Caraïbe et comparaison avec les techniques du PTWC

### 3.3. CARACTÉRISTIQUES DE CETTE ÉTUDE

#### 3.3.1. Une recherche d'exhaustivité des sources tsunamigènes

L'étude BRGM de 2007<sup>2</sup> s'était restreinte à considérer les sources tsunamigènes en champ régional, c'est-à-dire les tsunamis générés dans la Caraïbe. La présente étude prend en compte l'ensemble des sources tsunamigènes susceptibles d'impacter la Martinique en l'état actuel des connaissances. Ainsi, plusieurs nouvelles sources sismiques (comme celle du séisme de Lisbonne en 1755) et gravitaires (Kick'em Jenny, effondrement volcanique aux Canaries, ...) ont été considérées par rapport à l'étude de 2007.

L'illustration 5 synthétise les sources tsunamigènes considérées par cette étude et rappelle celles traitées par les principales autres études traitant des Petites Antilles. Aucune de ces études ne considère les sources liées à une éruption volcanique sous-marine. On peut noter également que la source liée à une déstabilisation de la Soufrière à Montserrat, étudiée par l'étude du BRGM en 2007 et par Harbitz et al.

<sup>2</sup> Pedreros. et al. (2007). Rapport BRGM/RP-55795-FR

(2012), n'a pas été considérée dans la présente étude du fait de l'absence d'impact significatif sur la Martinique (contrairement à la Guadeloupe).

	Sources étudiées	BRGM, 2017 (présente étude)	BRGM, 2007	Harbitz et al., 2012	Projet Intereg Tsunahoule (2007-2013) <sup>3</sup>
SOURCE SISMIQUE	Fosse de Puerto Rico	X		X	X
	Fosse de Muertos	x			X
	Marie-Galante	x	X		
	Ouest Gibraltar	x			
	Ride de Sainte Lucie	x	X		
	Passage d'Anegada	x	X		X
	Prisme de la Barbade	x	X		
	Nord Vénézuéla	x			
	Interface de Subduction des Petites Antilles	x	x	X	X
	Structures crustales locales	x			
SOURCE GRAVITAIRE	Martinique	X	X		
	Sainte Lucie	X		X	
	Dominique	X			
	Kick'em Jenny	X		X	
	La Palma	X			
	Montserrat		X	X	

*Illustration 5 : Comparaison des sources tsunamigènes étudiées par différentes études récentes ayant traité de l'arc des Petites Antilles*

<sup>3</sup> Source : communication orale – séminaire de clôture du 13/11/2014

### 3.3.2. Simulation de la submersion marine à une résolution spatiale de l'ordre de 30 m

La simulation de la submersion marine induite par les tsunamis a été conduite sur l'ensemble des communes littorales de la Martinique à une résolution spatiale de l'ordre de 30 m. Un travail manuel a été conduit sur les données topographiques pour prendre en compte de manière fine les obstacles à l'écoulement (type mur, digues, ...) et pallier à la résolution de la donnée topographique (cf. § 7.2.4). L'occupation du sol a été prise en compte par l'intermédiaire de coefficients de friction pour les écoulements à terre (cf. § 7.3).

### 3.3.3. Représentation finale : une carte synthétique par source intégrant les incertitudes

Les résultats finaux se présentent sous la forme de cartes représentant l'élévation du plan d'eau par source tsunamigène, c'est-à-dire à la fois l'altitude de la submersion côté terre et l'élévation du plan d'eau en mer (cf. Illustration 6). Ces cartes sont présentées dans le chapitre 8 pour chaque source sismique et gravitaire à une résolution de 30 m. Une information complémentaire est également disponible sous format numérique : la hauteur de l'inondation attendue à terre.

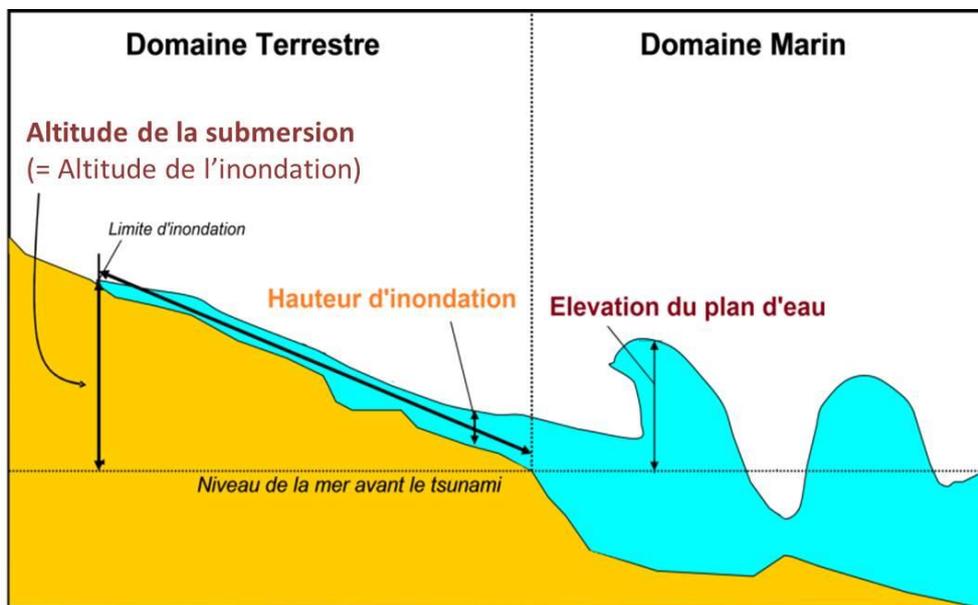


Illustration 6 : Deux informations complémentaires disponibles pour chaque source : 1. l'altitude maximale du plan d'eau (en mer) ou de la submersion marine (à terre) (information représentée sur les cartes résultats) et 2. la hauteur maximale de l'inondation attendue à terre (information disponible sous format SIG uniquement)

Ces cartes présentent le maximum des possibles pour chaque source étudiée ; elles intègrent l'incertitude sur la connaissance physique des phénomènes via la simulation d'un certain nombre de scénarios. Ceci permet de tenir compte à la fois des incertitudes scientifiques (variabilité des paramètres de sources contraints par les contextes locaux et la connaissance seulement partielle des structures sismiques ou des édifices volcaniques) et des divergences éventuelles dans la communauté scientifique. Au total, 41 scénarios sismiques et 16 scénarios gravitaires ont été simulés dans le cadre de cette étude, soit un total de 57 scénarios.

Les résultats des simulations de chacun de ces scénarios sont présentés jusqu'au rang 3 (maille 100 m x 100 m) ou 4 (maille 30 m x 30 m) en annexe (Annexe 2 à Annexe 16).



## 4. Les tsunamis historiques ayant affecté les côtes martiniquaises

### 4.1. LES TSUNAMIS HISTORIQUES D'ORIGINE SISMIQUE

D'après les écrits contemporains recensés dans la base de données du BRGM (<http://tsunamis.brgm.fr/>), au moins 3 tsunamis historiques d'origine sismique ont affecté les côtes martiniquaises. Ils sont présentés en Illustration 7 et détaillés ci-dessous.

Date	Origine	Niveau d'intensité en Martinique d'après l'échelle internationale de Sieberg-Ambraseys
1 novembre 1755	Séisme de Lisbonne	Assez forte (niveau 3/6)
24 avril 1767	Séisme de la Barbade	Assez forte (niveau 3/6)
18 novembre 1867	Séisme des Iles Vierges	Léger (niveau 2/6)

*Illustration 7 : Caractéristiques des tsunamis d'origine sismique ayant affecté la Martinique*  
Source : BRGM, - <http://tsunamis.brgm.fr>

#### 4.1.1. Le Tsunami de Lisbonne (1755)

Le premier novembre 1755, un important séisme de magnitude estimée  $M=8.5\pm 0.3$  (Solares and Arroyo, 2004) détruisit en partie la ville de Lisbonne et fut ressenti à travers l'ensemble de l'ouest de l'Europe. Il fut à l'origine du plus grand tsunami qu'a connu l'Europe de l'Ouest. Le séisme fut ressenti jusqu'à Hambourg et au Cap Vert. Le tremblement de terre, le tsunami et les incendies induits ont causé la mort d'environ 100 000 personnes (Chester, 2001).

## **Sources documentaires**

Plusieurs écrits contemporains, notamment de témoins oculaires, relatent avec précision cet événement (textes originaux consultables sur [tsunamis.brgm.fr](http://tsunamis.brgm.fr)).

Pour la Martinique, citons surtout le « *journal d'un vieil habitant de Sainte Marie* », témoignage original consacré à l'histoire locale de la Martinique vécue par un témoin oculaire de 1745 à 1765 qui réserve une bonne place à la description du tsunami du 1<sup>er</sup> novembre 1755 (Lambert, 2008). Publié pour la première fois en 1850 par Ruz de Lavisson dans *Etudes historiques et statistiques de la population de la Martinique*, ce journal a fait l'objet d'une réédition complète en 2003 grâce aux soins de Ph. Coterell.

Ce document est celui qui donne le plus de descriptions quantifiées : distance de retrait, distance d'inondation, hauteur de vagues, intervalle de temps entre la succession des ondes, lieux affectés.

## **Observations à terre**

Un très grand nombre d'observations à terre est recensé des deux côtés de l'Atlantique. Le tsunami a généré des vagues de grande ampleur qui ont eu un impact très important au Portugal depuis Lisbonne, le Cap Saint-Vincent, la côte de l'Algarve, en Espagne à Cadix et jusqu'au Maroc et à Madère. Le tsunami a également eu des impacts jusqu'aux Iles Britanniques et aux Caraïbes. L'illustration 8 localise les observations connues de ce tsunami.

La Martinique n'a donc pas été épargnée et en particulier la baie de la Trinité où *Le journal d'un vieil habitant de Sainte-Marie* décrit précisément le phénomène : 3 vagues se seraient succédées. Selon l'interprétation du récit, l'inondation aurait pénétré de plus de soixantaine de mètres à l'intérieur des terres et la mer se serait retirée sur 125 m. D'après les éléments disponibles, la hauteur d'inondation à terre dans ce secteur atteindrait environ 1,3 m.

Des impacts du tsunami auraient également été perçus au François et à l'embouchure des rivières à Fort de France et au Lamentin, alors qu'aucune perturbation n'aurait été observée au Robert et à Sainte-Marie. L'illustration 9 présente une synthèse des informations d'archives disponibles.

Cet événement figurant comme un des plus décrits dans la littérature pour cette époque, il a été utilisé pour valider la chaîne de calcul en comparant les simulations aux observations (cf. § 7.4).

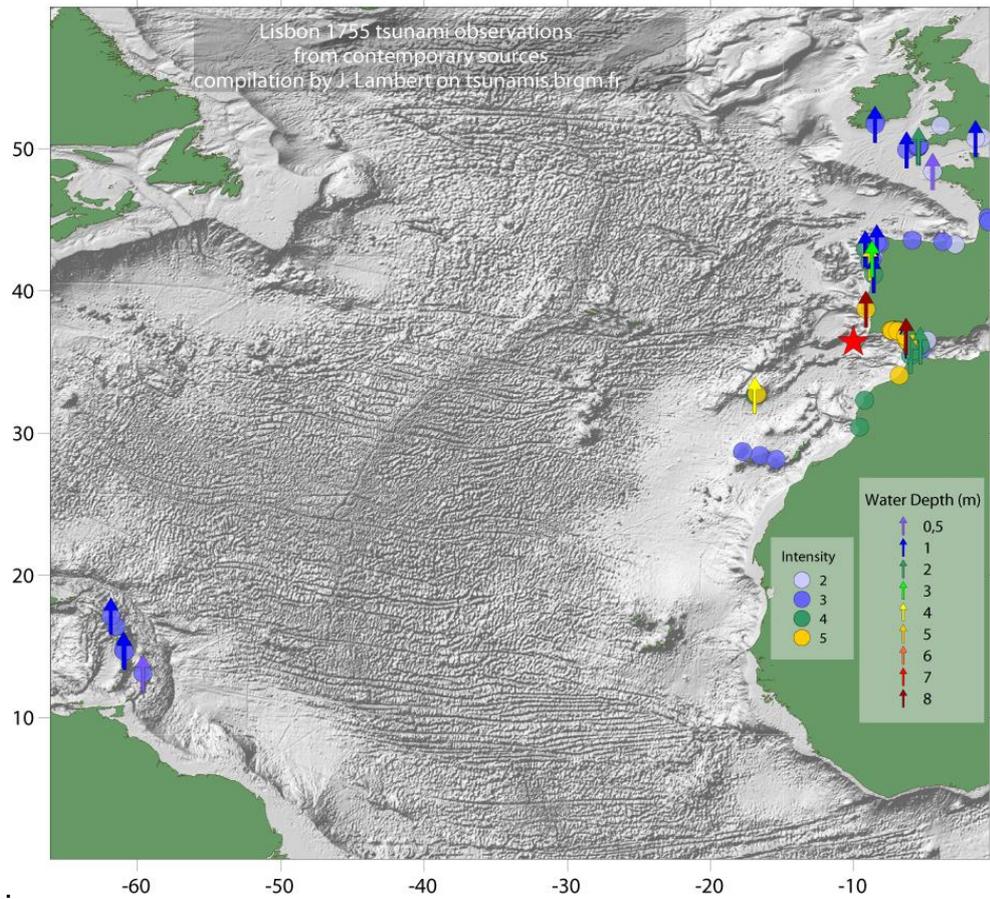


Illustration 8 : Observations contemporaines au tsunami du 1<sup>er</sup> novembre 1755 (tsunamis.brgm.fr). Les cercles représentent les intensités relevées (échelle de Sieberg-Ambraseys). Les flèches représentent les observations de hauteur d'inondation en mètres d'après Lemoine et al. (2015).

Localité	Dept / Pays	Vague			Retrait				Inondation				Runup		Intensité		Longitude Deg	Latitude Deg	Date	Heure
		Nb	Haut.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Dist.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Prof.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Int.	Fiab.				
LE D'ANTIGUA (ST-JOHNS)	Antigua								1,65 m	C					3	C	-61,85	17,117		vers 15 h 30 min
BRIDGETOWN	Barbados				0,66 m	B			0,66 m	B					3	C	-59,617	13,1		à partir de 14 h 20 min
ETIER DE PETIT CANAL	Guadeloupe	2	3,3 m	B											3	C	-61,48409	16,37687		vers 12 h
CUL DE SAC DE LA TRINITE (LA TRINITE)	Martinique	3					125 m	B	1,3 m	B	66 m	B			3	B	-60,96187	14,73803		à partir de 16 h
CUL DE SAC DU FRANCOIS (LE FRANCOIS)	Martinique	4							1 m	C					3	C	-60,89859	14,62058		à partir de 16 h
FORT-DE-France (EMBOUCHURE RIVIERE)	Martinique								0,9 m	C					2	C	-61,0741	14,6015		
LE GALION (LA TRINITE)	Martinique															B	-60,9451	14,7246		
LE LAMENTIN (EMBOUCHURE RIVIERE)	Martinique								0,9 m	C					2	C	-61,0118	14,6123		
LE ROBERT	Martinique														0	B	-60,95	14,68		
SAINTE-MARIE	Martinique														0	B	-61	14,78		

Illustration 9 : Observations historiques connues aux Antilles liées au tsunami de Lisbonne. (Source : BRGM - <http://tsunamis.brgm.fr>)

#### 4.1.2. Le Tsunami du Séisme de la Barbade de 1767

L'impact de ce tsunami est peu documenté.

Considérées comme relativement fiables, les observations à terre pour ce tsunami en Martinique indiquent des hauteurs d'inondation de 1 m dans la baie de la Trinité et dans le canal du François (cf. Illustration 10). Il y a peu d'observations sur les autres îles de la Caraïbe.

Localité	Dept / Pays	Vague			Retrait				Inondation				Runup		Intensité		Longitude	Latitude	Date	Heure
		Nb	Haut.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Dist.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Prof.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Int.	Fiab.	Deg	Deg		
BRIDGETOWN	Barbados	22			2,8 m	B			2,8 m	B					4	B	-59,617	13,1		entre 6 h 30 min et 9 h 0 min
BAIE DE LA TRINITE (LA TRINITE)	Martinique	3			0,99 m	B			0,99 m	B					3	B	-60,96173	14,73804		
CANAL DU FRANCOIS (LE FRANCOIS)	Martinique				0,99 m	C			1,32 m	B					3	B	-60,89753	14,62056		

Illustration 10 : Observations historiques connues liées au tsunami de 1767  
(Source : BRGM - <http://tsunamis.brgm.fr>)

#### 4.1.3. Le Tsunami du Séisme des Îles Vierges de 1867

Plusieurs témoignages (Pestre, 1868, Rey, 1881) permettent de caractériser les vagues affectant la Caraïbe. Compte tenu de la localisation du séisme, il y a moins d'observations à terre en Martinique que sur les autres îles de la Caraïbe situées plus au nord (cf. Illustration 11).

Ce tsunami a la particularité d'avoir impacté la côte Caraïbe. L'interprétation des données factuelles indique des hauteurs d'inondation atteignant 20 cm à Fort de France et à Saint Pierre (cf. Illustration 11).

Localité	Dept / Pays	Vague			Retrait				Inondation				Runup		Intensité		Longitude Deg	Latitude Deg	Date	Heure	
		Nb	Haut.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Dist.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Prof.	Fiab.	Haut.	Fiab.	Int.	Fiab.					
ARROYO	Porto-Rico															3	B	-66,058	17,938		
BAIE DE YABUCOA (PORTO RICO)	Porto-Rico						136,5 m	C			136,5 m	C				4	B	-65,883	18,04		
CHARLOTTE AMALIE (ST-THOMAS)	Saint-Thomas	3	7,36 m	B			96 m	C	2,56 m	B	80 m	B				4	B	-64,93	18,34		à 15 h 20 min.
WATER ISLAND (ST-THOMAS)	Saint-Thomas	2														4	B	-64,95	18,32		
PETER ISLAND (TORTOLA)	Tortola															4	C	-64,58	18,35		
ROAD TOWN (TORTOLA)	Tortola								1,44 m	B						4	B	-64,62	18,42		
CHRISTIANSTED (ST-CROIX)	Saint-Croix															4	B	-64,7	17,74		
FREDERIKSTED (ST-CROIX)	Saint-Croix	3	8,8 m	B												4	B	-64,88	17,71		
ILE DE SAINT-MARTIN	Guadeloupe															3	C	-63,0806	18,0679		
SAINT-BARTHELEMY	Guadeloupe															3	C	-62,85092	17,89976		
BASSETERRE	Saint-Kitts															3	C	-62,717	17,3		
SAINT-JOHN'S	Antigua								2,88 m	C						3	C	-61,85	17,117		
ANSE DU BOURG (TERRE-DE-HAUT)	Guadeloupe	3							1,88 m	C						4	B	-61,57821	15,87199		entre 16 h et 17 h
BASSE-TERRE	Guadeloupe	2			1 m	B	9 m	B	1 m	B			2 m	C	3	C	-61,73163	15,99477			
DESHAIES	Guadeloupe				4 m	C										3	B	-61,79474	16,30666		
FOND-CURE (TERRE-DE-HAUT)	Guadeloupe															3	B	-61,58522	15,86383		
PONTE-A-PITRE	Guadeloupe				0,4 m	C										2	C	-61,5346	16,23616		
SAINTE-ROSE	Guadeloupe	3			4 m	C	150 m	C								3	B	-61,69723	16,3342		à 15 h 18 min.
FORT-DE-FRANCE	Martinique								0,2 m	C						2	C	-61,07	14,6		
SAINT-PIERRE	Martinique								0,2 m	C						2	C	-61,18	14,75		
ILE DE SAINT-VINCENT (KINGSTOWN)	Saint-Vincent															2	C	-61,217	13,133		
ILE DE BEQUIA (PORT ELIZABETH)	Grenadines	3							1,92 m	C						3	C	-61,233	13,017		
GOUYAVE	Grenada												6,4 m	C		4	C	-61,733	12,167		
SAINT-GEORGES	Grenada	6			1,44 m	B										2	C	-61,75	12,05		

Illustration 11 : Observations historiques connues liées au tsunami de 1867  
(Source : BRGM - <http://tsunamis.brgm.fr>)

#### 4.1.4. Plusieurs événements de tempête rattachés à tort à un tsunami

Les témoignages historiques, pour la plupart anciens, sont parfois sujets à des mésinterprétations. En s'appuyant sur les sources originales, Lambert (2008) met en évidence le fait que plusieurs événements correspondent en réalité à de fortes houles/surcotes provoquées par des tempêtes tropicales ou des cyclones. Une vingtaine de « faux tsunamis » de ce type ont été listés sur le site <http://tsunamis.brgm.fr/>.

Citons en particulier, les événements du 15 septembre 1751 et du 26 juillet 1837 rattaché par O'Loughlin and Lander (2003) à un tsunami (Lambert et Terrier, 2011), ainsi que le « raz de marée » de 1824 dont les recherches documentaires ont permis d'éliminer avec certitude le lien avec le séisme du 30 novembre 1824 (cf. note technique de J. Lambert BRGM DRP/RSV 15-NT-307 en Annexe 1).

## 4.2. LES TSUNAMIS HISTORIQUES D'ORIGINE GRAVITAIRE

L'éruption dévastatrice de la Montagne Pelée en 1902 a donné lieu à plusieurs manifestations de tsunamis synthétisées dans l'illustration 12.

Leur intensité a pu atteindre un niveau fort localement (4/6 sur l'échelle de Sieberg-Ambraseys) qui s'est atténué rapidement aux environs.

Dès le 5 mai, les lahars de la rivière Blanche génèrent un tsunami qui est ressenti jusqu'à Fort de France et qui aurait provoqué une hauteur d'inondation à terre de 2 m dans la rade de Saint Pierre et une distance d'inondation de 70 m dans les terres. Ces lahars seraient associés à la rupture du flanc sud du lac de cratère sommital.

Le 8 mai, l'arrivée en mer de la coulée pyroclastique liée à l'éruption de ce même jour a provoqué un tsunami de forte intensité, ressenti également jusqu'à Fort de France (hauteur d'inondation qui aurait atteint 2,5 m dans la baie de Fort de France, d'après les témoignages d'archives). On évoque des vitesses supérieures à 140 km/h.

Le 20 mai puis le 30 août 1902, ce sont deux nouveaux lahars dans la rivière du Carbet qui provoquent de nouveaux tsunamis.

Date	Origine	Niveau d'intensité en Martinique d'après l'échelle internationale de Sieberg-Ambraseys
5 mai 1902	Lahars de la rivière Blanche	Sur la plage de Fond Corré : fort (niveau 4/6) Au Carbet et dans la rade de Saint Pierre : assez fort (niveau 3/6) Fort de France : léger (niveau 2/6)
8 mai 1902	Coulée pyroclastique turbulente et diluée	Au Carbet et dans la rade de Saint Pierre : fort (niveau 4/6) A Fort de France : assez forte (niveau 3/6)
20 mai 1902	Lahars de la rivière Carbet	Au Carbet : fort (niveau 4/6) A Fort de France : assez forte (niveau 3/6)
30 août 1902	Lahars de la rivière Carbet	Au Carbet : assez forte (niveau 3/6)

*Illustration 12 : Caractéristiques des tsunamis d'origine gravitaire ayant affecté la Martinique au moment de l'éruption de la Montagne Pelée en 1902 (Source : BRGM - <http://tsunamis.brgm.fr>)*

## 5. Sources tsunamigènes d'origine gravitaire

Au-delà des événements historiques connus rapportés au chapitre précédent, il existe des scénarios qui n'ont pas encore eu lieu ou qui se sont produits avant la période historique ou qui ont été oubliés mais qui pourraient provoquer un tsunami menaçant pour la Martinique s'ils se produisaient aujourd'hui. Ce chapitre vise à identifier les sources gravitaires les plus dommageables pour la Martinique.

### 5.1. TYPE DE SOURCES TSUNAMIGÈNES GRAVITAIRES ENVISAGEABLES DANS LA CARAÏBES

Identifiées par Latter (1982), les principales sources tsunamigènes gravitaires sont liées à un volcan actif (sachant que 17 édifices volcaniques actifs sont actuellement recensés dans la Caraïbe). Il peut s'agir de :

- l'arrivée en mer des dépôts d'une éruption volcanique (coulées pyroclastiques, déstabilisations de flanc, lahars/coulées de débris, ...);
- une éruption volcanique sous-marine impliquant une onde de choc et/ou une déstabilisation d'une partie de l'édifice. Le seul édifice sous-marin actif connu dans la Caraïbe est le volcan Kick'em Jenny dans l'archipel des Grenadines au sud de l'arc des Petites Antilles.

Les déstabilisations de flanc d'un volcan sont des phénomènes bien connus dans les Petites Antilles. Elles peuvent affecter l'édifice en entier (on parle de déstabilisation de flanc du volcan) ou seulement la partie sommitale du volcan (on parle alors de déstabilisation de dôme). Au moins 52 épisodes de ce type ont été recensés le long de cet arc volcanique (Boudon et al., 2007 ; Le Friant et al., 2008, 2009 ; Lebas et al., 2011). Cependant, les déstabilisations de flanc recensées ne peuvent être considérées telles quelles comme de futurs scénarios crédibles pour la génération d'un tsunami impactant pour la Martinique car les volumes mobilisables actuellement ne sont plus suffisants pour générer des glissements de plusieurs millions de m<sup>3</sup> voire de plusieurs km<sup>3</sup>. Par ailleurs, notons que ces volumes sont potentiellement surestimés ; de récentes avancées (Le Friant et al., 2015) ont montré que les techniques actuelles ne permettent pas de distinguer les matériaux provenant de l'édifice volcanique lui-même des sédiments marins mobilisés lors du processus d'effondrement.

Si la plupart de ces scénarios sont associés à une reprise de l'activité du volcan, ils peuvent également avoir lieu pendant une phase de repos. En effet, bien que la reprise d'une activité magmatique soit le contexte le plus favorable à ces déstabilisations gravitaires, d'autres facteurs déclenchant sont évoqués comme l'érosion marine, l'activité hydrothermale ou l'activité tectonique par exemple.

En complément de ces sources associées à des volcans, il existe également des sources tsunamigènes gravitaires non liées à des édifices volcaniques comme l'éboulement d'une falaise par exemple. Sauf très localement, les effets seront

généralement moins dommageables du fait de volumes de matériaux moins importants. Ce type de source n'est pas abordé dans cette étude.

## **5.2. SÉLECTION DES SOURCES GRAVITAIRES**

### **5.2.1. Principe**

Contrairement aux événements sismiques pour lesquels il existe des catalogues de données, ces catalogues sont rares ou inexistantes pour les sources gravitaires. Par ailleurs, il existe une forte disparité de la connaissance géologique entre les îles qui interfère sur la connaissance des événements historiques. Ainsi, l'histoire géologique des îles de Sainte Lucie et de la Dominique est beaucoup moins bien connue que celle de la Martinique ou de la Guadeloupe. Ainsi, encore plus que pour les scénarios sismiques, il est difficile de sélectionner des scénarios cohérents et homogènes en termes de période de retour.

Le choix des scénarios gravitaires nécessite une approche naturaliste et est, au moins autant que les scénarios sismiques, entaché d'une forte incertitude notamment liée à la calibration des phénomènes (densité, volume, vitesse, ..). Il est toutefois avéré que pour un même édifice, les tsunamis liés à une éruption (coulées pyroclastiques et/ou lahars) sont plus probables mais moins dommageable que les déstabilisations de flancs, moins probables mais potentiellement beaucoup plus dommageables (volume de matériau mis en jeu relativement plus important).

Pour chaque source gravitaire retenue, les scénarios réalistes majeurs et leurs caractéristiques (localisations, volumes, épaisseurs et vitesses des écoulements, ...) ont été estimés par expertise volcanologique grâce aux publications scientifiques récentes. Ces choix ont été discutés avec d'autres experts spécialistes du contexte volcanique caribéen.

Les scénarios plausibles retenus *in fine* sont qualifiés dans la suite de « scénarios futurs crédibles ». En parallèle, et à la demande du comité de pilotage, certains scénarios peu plausibles d'après les expertises volcanologiques, ont également été simulés à titre informatif et présentés en annexe sans interférer sur les cartes finales. Ils sont appelés « scénarios peu plausibles ». Il s'agit en l'occurrence de trois scénarios extrêmes concernant la Montagne Pelée, le Kick'em Jenny et La Palma.

### **5.2.2. Sélection des sources tsunamigènes d'origine gravitaire les plus dommageables pour la Martinique**

Cinq sources gravitaire ont été identifiées comme susceptibles d'induire un impact tsunamigénique significatif pour la Martinique (Comité de Pilotage du 04/12/2015). Elles recouvrent un panel varié de mécanismes (déstabilisation de flanc aérien ou sous-marin, déstabilisation de dôme, lahars, ..) et sont présentées en détails dans les chapitres suivants.

L'illustration 13 liste les sources retenues et les compare à celles considérées par le BRGM en 2007 et par Harbitz et al. en 2012 : aux sources déjà considérées en 2007 s'ajoutent celles des deux îles voisines, Sainte Lucie et la Dominique ainsi que les sources de La Palma et du Kick'em Jenny.

Sources gravitaires retenues	BRGM, 2017 (présente étude)	BRGM, 2007	Harbitz et al., 2012
Martinique	X	X	
Sainte Lucie	X		X
Dominique	X		
Kick'em Jenny	X		X
La Palma	X		
Montserrat		X	X

Illustration 13 : Sources gravitaires retenues

D'autres édifices volcaniques actifs ont historiquement déjà engendré des tsunamis dans la Caraïbe. Cependant, ces sources n'ont pas été retenues au vu des résultats de récentes simulations et au vu de l'absence d'impact en Martinique des événements historiques qui y sont associés. Les édifices volcaniques potentiellement tsunamigènes mais peu dommageables pour la Martinique, sont :

- **Montserrat – Soufrière Hills** : La déstabilisation de flanc de l'English's crater est un événement important de Soufrière Hills au cours de la période Holocène (~2 000 ans) (Le Friant et al., 2004 ; Boudon et al., 2007 ; Lebas et al., 2011). L'éruption en cours de Soufrière Hills est dans sa 5<sup>ème</sup> période de « pause » depuis le 11 février 2010. Si l'activité magmatique reprend en surface, une nouvelle croissance du dôme est plus que probable. Cette nouvelle phase de croissance pourrait initier une déstabilisation d'une partie importante du dôme de Soufrière Hills sur la base des événements du 20 mai 2006 (115 Mm<sup>3</sup>) ou du 13 juillet 2013 (210 Mm<sup>3</sup>). Cependant, la déstabilisation du dôme de Montserrat n'a pas été retenue ici, car il n'y a pas eu d'effets en Martinique lors des événements de 2006 et de 2013 (contrairement à la Guadeloupe, plus proche de Montserrat), ce qu'ont confirmé les simulations du BRGM de 2007 (RP-55795-FR, Pedreros et al., 2007) ;
- **Saint Vincent – Soufrière** : La déstabilisation de flanc de Larikai (> 50 000 ans) est la plus récente des trois déstabilisations de flanc ayant laissé des cicatrices morphologiques sur l'île de Saint Vincent (Boudon et al., 2007 ; Le Friant et al., 2009). Par ailleurs, un tsunami (hauteur d'eau de 1 m rapporté dans les ports de Grenade, de la Barbade et de St Lucie) aurait été généré le 7 mai 1902 par l'éruption de la Soufrière, la veille de l'éruption de la Montagne Pelée. L'hypothèse la plus probable serait une coulée pyroclastique d'un volume estimé entre 0,4 km<sup>3</sup> et 1,4 km<sup>3</sup> (Bardintzeff, 1985 ; 1991) provoquée par la déstabilisation de la colonne éruptive. Sans que l'on ait rapporté de tsunami, un scénario similaire a eu lieu le 14

avril 1979 au cours de la dernière éruption de Soufrière de St Vincent : « une nuée ardente dévale la vallée de Larikai river (au nord-ouest du volcan) et atteignant la mer s'y disperse jusqu'à 8 km au large. A l'embouchure, le dépôt à 1,5 m d'épaisseur pour 250 m de large et contient des blocs ayant jusqu'à 60 cm de diamètre, ... » (Bardintzeff, 1985 ; 1991).

- **Guadeloupe – Soufrière** : Au vu du nombre important de déstabilisations de flanc (Komorowski et al., 2005 ; Boudon et al., 2007 ; Legendre, 2012), de l'altération hydrothermale très importante de l'édifice et de la présence de failles et de structures recoupant le dôme de lave (Rosas-Carbajal et al., 2016), le risque de déstabilisation de flancs de la Soufrière de Guadeloupe est réel (Le Friant et al., 2006 ; Rosas-Carbajal et al., 2016). Cependant, en l'état actuel des connaissances, une déstabilisation du dôme actuel de la Soufrière de Guadeloupe ne serait probablement pas suffisante en terme de volume mis en jeu pour que les dépôts atteignent la mer et puissent impacter le littoral martiniquais (Le Friant et al., 2006).

### 5.3. SOURCE « LE VOLCAN SOUS-MARIN KICK'EM JENNY (ILES DES GRENADINES) »

Le Kick'em Jenny est un volcan sous-marin situé à 8 km au nord de l'île de Grenade (cf. Illustration 14).

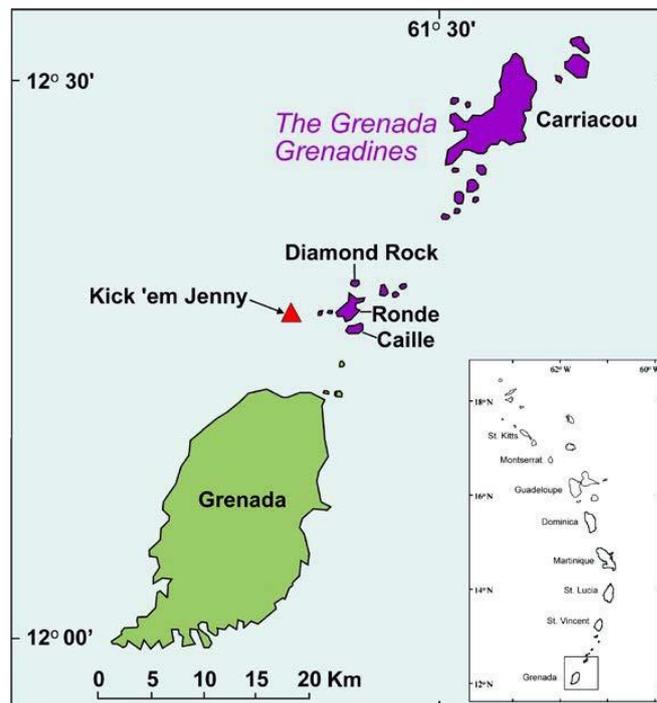


Illustration 14 : Localisation du Kick'em Jenny (triangle rouge) au sein des îles Grenadines (en violet) et dans l'arc des Petites Antilles (D'après Lindsay et Shepherd, 2005).

C'est à la suite d'une éruption en 1939 dont certaines phases explosives particulièrement intenses ont projeté des cendres et des blocs jusqu'à 300 m au-dessus du niveau de la mer, que le volcan Kick'em Jenny a été pour la première fois mis en évidence (Devas et MacAdam-Sherwin, 1939 ; Devas, 1974).

Depuis 1939, au moins 13 éruptions ont été recensées faisant de ce volcan le plus actif de l'arc des Petites Antilles. Sa fréquence éruptive est particulièrement soutenue avec près d'une éruption tous les 5 ans. La dernière date de juillet 2015. On se reportera au rapport BRGM RP-65162-FR (Legendre Y. et Nachbaur A., 2015) pour plus de détails.

Notons par ailleurs qu'une récente campagne en mer (Nautilus, novembre 2013) a apporté de nouvelles données en cours d'analyse, notamment par le Seismic Research Center de l'Université des West Indies. Certains paramètres ont pu être réajustés ici à partir de l'étude récente publiée par Dondin et al. (2016) à partir des données de cette campagne.

### **5.3.1. Inventaire des tsunamis historiques associés au Kick'em Jenny**

Aucun tsunami associé à une éruption du Kick'em Jenny n'a été observé même lors de la déstabilisation d'une partie du dôme lors de l'éruption de 1988. Le BRGM ne dispose d'aucune information sur d'éventuels impacts à terre en Martinique.

Certaines sources relatent des vagues générées par les éruptions de 1939 et de 1965 : *"Some small waves were generated during the eruption"* (Devas and MacAdam-Sherwin, 1939; Devas, 1974) ; *"Past eruptions during the last century (1939, 1965) resulted in observed deep water tsunamis, with the one in 1939 being measured as 1 m high"* (Shepherd, 2004 ; Mercado-Irizarry and Liu, 2004).

Dès lors, il subsiste une ambiguïté du fait que ces vagues, décrites par Lindsay *et al.* (2005) comme des « vagues de surface » et par Robertson *et al.* (2015) comme des « vagues mineures », peuvent faire penser à des vagues de tsunamis ce qui n'est pas le cas. En effet, l'émission de gaz et la remontée de bulles en surface peut générer une agitation à la surface de l'eau qui peut s'apparenter à de petites vagues dont la longueur d'onde est bien plus faible que celles d'un tsunami.

### **5.3.2. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-événement) associées au Kick'em Jenny**

Une déstabilisation majeure des flancs du Kick'em Jenny a été mise en évidence grâce à l'observation des dépôts en mer (Bouysse, 1988 ; Boudon *et al.*, 1999 ; Lindsay and Shepherd, 2005). Dans un premier temps, Lindsay and Shepherd (2005) ont estimé le volume de l'ensemble de ces dépôts à 10 km<sup>3</sup> mais des études récentes (Dondin, 2010 ; Dondin *et al.*, 2012) ont permis de revoir à la baisse ces estimations à un volume estimé à 4,4 km<sup>3</sup>. Les dépôts de cette avalanche de débris sont en cours de datation.

Edifice volcanique déstabilisé	Proto-Kick'em Jenny d'une altitude de 200 à 300 m au-dessus du niveau de la mer à l'époque
Date	En cours de datation
Direction du déplacement	nord-ouest
Volume mis en jeu	4,4 km <sup>3</sup>
Taille de la structure déstabilisée	6 x 3,5 km
Distance parcourue sous l'eau	14 km
Etendue du dépôt	45 km <sup>2</sup>
Source	<i>Lindsay et al., 2005 ; Boudon et al., 2007 ; Dondin, 2010 ; Dondin et al., 2012 ; Dondin et al., 2016</i>

Illustration 15 : Caractéristiques des paléo-événements connus ayant affecté le Kick'em Jenny

### 5.3.3. Identification des futurs événements tsunamigènes crédibles associés au Kick'em Jenny

L'état actuel des connaissances scientifiques sur l'évolution de l'édifice du Kick'em Jenny permet à la communauté scientifique d'avancer que parmi les aléas probables associés au volcan, celui qui entraînerait le plus d'impact sur les régions côtières voisines serait une déstabilisation majeure d'un des flancs du volcan.

Ainsi, le scénario le plus crédible retenu dans le cadre de cette étude est la déstabilisation partielle de l'édifice actuel (**KEJ-1**), soit un volume de 0,5 km<sup>3</sup> correspondant à environ un tiers du volume du volcan actuel (Dondin et al., 2012). Le centre de cette déstabilisation est positionné à une profondeur de 264 m sous la mer (position actuelle du cratère principal). Ce scénario rejoint l'hypothèse d'Harbitz et al. (2012) qui a évalué l'impact sur les îles de la Caraïbe de la déstabilisation d'un volume de 0,6 km<sup>3</sup>. A l'échelle de l'étude d'Harbitz et al. (2012), l'impact sur la Martinique apparaissait limité mais reste à préciser : les hypothèses d'Harbitz et al. (2012) ont donc également été considérées (scénario **KEJ-2**). Pour compléter, un troisième scénario reprend les hypothèses émises très récemment par Dondin et al. (2016) avec notamment un volume de 0,7 km<sup>3</sup> (scénario **KEJ-3**). Les paramètres des différents scénarios sont précisés dans l'illustration 32 ci-après.

Les membres du COPIL ont souhaité que l'effet d'une déstabilisation de 1,5 km<sup>3</sup> soit également étudié. Ce scénario, noté **KEJ-4**, correspondrait à la déstabilisation de la totalité de l'édifice volcanique (Dondin et al., 2012) et est, de ce fait, considéré comme moins plausible. Les résultats de ce dernier scénario sont présentés en annexe à titre informatif et ne seront pas pris en compte dans les cartes finales.

En complément de ces scénarios gravitaires, une éruption explosive sous-marine du Kick'em Jenny pourrait théoriquement provoquer un tsunami, ce que plusieurs études se sont d'ailleurs attachées à étudier (Smith, 1994 ; Smith and Shepherd, 1993, 1995 et 1996). Cependant, dans la configuration actuelle (c'est-à-dire un sommet de l'édifice à environ 190 m en dessous du niveau de la mer), Lindsay et al. (2005) estiment que la probabilité d'une éruption explosive tsunamigène est considérée comme très faible. Le BRGM ne dispose pas d'outils numériques permettant de simuler une explosion du volcan mais une publication de Gisler et al. (2006) tend à indiquer, à partir de modélisation tri-phasique complexe en 2DV (Illustration 16), que les effets d'une éruption explosive seraient négligeables pour la Martinique. Les vagues provoquées par une éruption explosive majeure du Kick'em Jenny (en considérant que le sommet du volcan n'est qu'à 100 m de profondeur alors qu'il est en réalité plus profond, à 190 m, ce qui limitera encore l'onde de choc du fait de la pression hydrostatique plus importante) s'atténueraient très rapidement du fait de leur caractère turbulent et dissipatif. Très hautes au niveau du volcan, les vagues perdent déjà plus de 85 % de leur hauteur sur les 10 premiers kilomètres (Illustration 17). Ceci tend à confirmer que si les conséquences de ce type de scénario peuvent être importantes pour les îles à proximité du volcan (Grenade, Saint-Vincent et les Grenadines), elles devraient rester limitées à grande distance. Ainsi, Gisler et al. (2006) conclut que d'une part les explosions sous-marines occasionnent surtout un risque en champ proche et d'autre part, les risques induits par le Kick'em Jenny sont davantage liés aux phénomènes gravitaires.

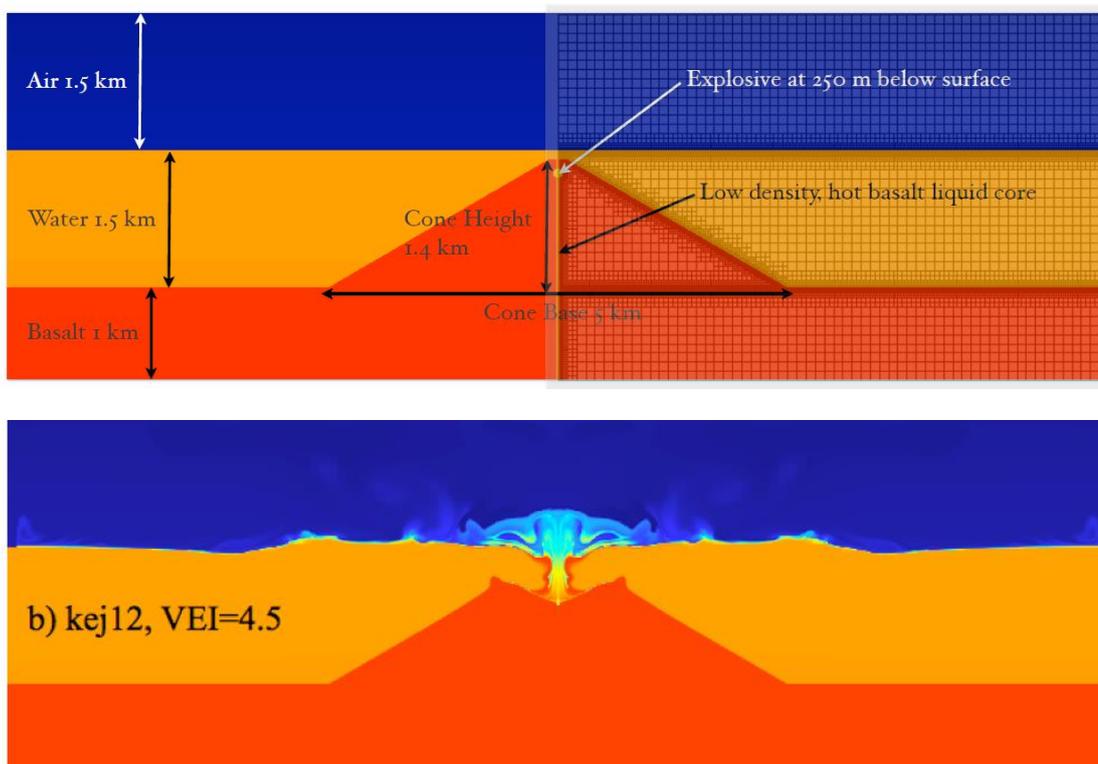


Illustration 16 – Configuration du modèle utilisé par Gisler et al. (2006) pour simuler une éruption explosive du Kick'em Jenny et aperçu d'un profil final après explosion

VEI	initial source energy (megatons)	wave energy at 60 seconds (megatons)	wave height at 3 km (meters)	extrapolated wave height at 10 km (meters)
5.5	233	2.11	300	37
4.5	21.2	0.0254	130	21
3.7	3.71	0.0078	20	2.7

*Illustration 17 – Résultats obtenus par Gisler et al. (2006) pour 3 indices d'explosivité volcanique (VEI : Volcanic Explosivity Index ; à titre indicatif, l'éruption cataclysmique du Krakatoa en 1883 en Indonésie correspond à une VEI de 6)*

Les scénarios retenus ici (KEJ-1, KEJ-2, KEJ-3) concernent l'édifice volcanique dans son état actuel (sommet de l'édifice à environ 190 m en dessous du niveau de la mer). Bien que des études récentes (Watlington et al., 2002) démontrent qu'actuellement, le volcan Kick'em Jenny ne continue pas à gagner en hauteur, on ne peut exclure qu'une reprise de l'activité volcanique prolongée et intense puisse conduire un jour à une croissance de l'édifice. L'édifice sera alors plus volumineux et plus proche de la surface. Les scénarios évoqués pourraient avoir un potentiel tsunamigène plus important et seraient à revoir et à nuancer en cas de croissance volcanique importante (Francis, 1988 ; Lindsay et al., 2005).

Les trois scénarios retenus sont synthétisés dans l'illustration 18.

Scénario	Type	Edifice	Volume mobilisé	Source des hypothèses	Evènement de référence
KEJ-1	Déstabilisation de flanc	Kick'em Jenny	0,5 km <sup>3</sup>	BRGM 2017	-
KEJ-2	Déstabilisation de flanc	Kick'em Jenny	0,6 km <sup>3</sup>	Harbitz et al., 2012	-
KEJ-3	Déstabilisation de flanc	Kick'em Jenny	0,7 km <sup>3</sup>	Dondin et al., 2016	-

*Illustration 18 : Scénarii futurs crédibles retenus depuis le Kick'em Jenny*

#### **5.4. SOURCE « MONTAGNE PELÉE (MARTINIQUE) »**

Seul volcan actif de la Martinique, la Montagne Pelée a connu de nombreuses éruptions magmatiques et phréatiques par le passé dont les récentes éruptions de 1902-1903 et de 1929-1932.

##### **5.4.1. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-évènement) associés à la Martinique**

Plusieurs évènements de déstabilisation de flancs ont été mis en évidence en Martinique (Le Friant et al., 2003 ; Boudon et al., 2007, cf. Illustration 19). Trois affectent l'édifice volcanique de la Montagne Pelée et un celui des Pitons du Carbet.

Leurs caractéristiques sont synthétisées en Illustration 20. La déstabilisation de flanc la plus récente de la Montagne Pelée correspond à l'évènement de la Rivière Sèche, contraint à 12 000 ans.

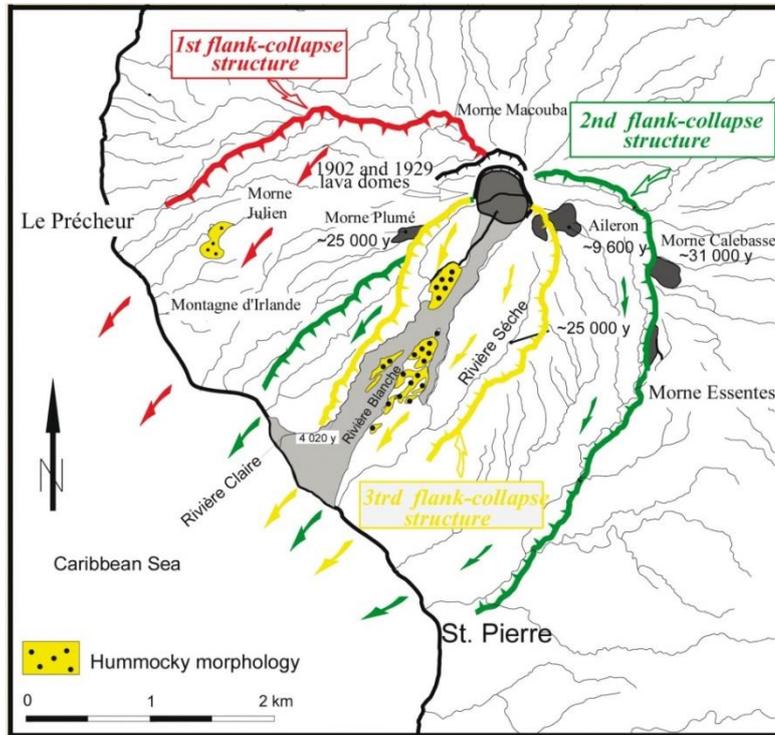


Illustration 19 : Déstabilisation de flanc sur le flanc ouest de la Montagne Pelée (Le Friant et al. 2003)

	Au cours de la période Holocène (< 12 000)	Au cours de la période Pléistocène		
Edifice volcanique déstabilisé	Rivière Sèche (Montagne Pelée)	Saint Pierre (Montagne Pelée)	Le Prêcheur (Montagne Pelée)	Le Carbet (Les Pitons du Carbet)
Date	12 000 ans	25 000 ans	> 100 000 ans	> 800 000 ans
Direction du déplacement	ouest	ouest	ouest	ouest
Volume mis en jeu	2 km <sup>3</sup>	13 km <sup>3</sup>	25 km <sup>3</sup>	30 km <sup>3</sup>
Taille de la structure déstabilisée	4 x 2 km	6 x 4.5 km	8 x 6 km	11 x 9 km
Distance parcourue sous l'eau	23 km	47 km	67 km	?
Etendue du dépôt en mer	60 km <sup>2</sup>	700 km <sup>2</sup>	1100 km <sup>2</sup>	?

Illustration 20 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de la Martinique d'après les travaux de Le Friant et al., 2003 et Boudon et al., 2007.

## 5.4.2. Inventaire des tsunamis historiques associés à la Montagne Pelée

Décrits dans le chapitre 4, plusieurs tsunamis successifs ont été provoqués par les phénomènes volcaniques successifs de 1902 :

- 5 mai 1902 : entrée en mer d'un lahar provenant de la rivière Blanche et associé à la rupture du flanc sud du lac de cratère sommital ;
- 8 mai 1902 : entrée en mer d'une coulée pyroclastique turbulente et diluée associée à une explosion latéralement dirigée à la base du dôme ;
- 20 mai 1902 : entrée en mer d'un lahar provenant de la rivière du Carbet ;
- 30 août 1902 : entrée en mer d'un lahar provenant de la rivière du Carbet.

## 5.4.3. Identification des futurs événements tsunamigènes crédibles associés à la Montagne Pelée

L'étude de 2007 du BRGM (RP-55795-FR) avait considéré un scénario de lahars de 5 Mm<sup>3</sup> calé sur les événements de 1902. La présente étude propose de considérer ce volume de lahars comme le futur événement crédible. Deux scénarios ont été retenus pour tenir compte de la variabilité des paramètres cinématiques discutés dans la littérature (**PELEE-1**, **PELEE-2**). Les caractéristiques des différents scénarios sont précisées dans l'illustration 21 ci-après.

La Montagne Pelée a été affectée par plusieurs déstabilisations de flanc décrites au § 5.4.1. Le Comité de Pilotage a souhaité retenir ces paléo-événements qui n'avaient pas été modélisés en 2007. Le scénario **PELEE-3** reproduira la dernière déstabilisation de flanc historique ; il est, de ce fait, considéré comme moins plausible. Les résultats de ce dernier scénario sont présentés en annexe à titre informatif et ne seront pas pris en compte dans les cartes finales.

Scénario	Type	Edifice	Volume mobilisé	Source des hypothèses	Evènement de référence
PELEE-1	Coulée de débris / lahars	Montagne Pelée	0,5 km <sup>3</sup>	Poisson et Pedreros (2010)	Lahars de 1902
PELEE-2	Coulée de débris / lahars	Montagne Pelée	0,5 km <sup>3</sup>	Pedreros et al. (2007)	Lahars de 1902

*Illustration 21 : Scénarii futurs crédibles retenus sur la Martinique.*

## 5.5. SOURCE « SAINTE LUCIE – SOUFRIÈRE VOLCANIC CENTER »

### 5.5.1. L'activité volcanique de l'île de Sainte Lucie

Le complexe volcanique de Soufrière (Soufrière Volcanic Center) est considéré comme le seul centre volcanique actif de Sainte-Lucie (Lindsay et al., 2005). On ne recense pas d'éruptions magmatiques historiques (Lindsay et al., 2002), c'est-à-dire des éruptions impliquant la remontée jusqu'à la surface de la Terre d'un magma juvénile. Il y a cependant eu plusieurs explosions phréatiques mineures dans la région de Sulphur Springs, la dernière datant de 1766 ayant été interprétée, d'après les descriptions de

Lefort de Latour (1787), comme une éruption phréatique mineure (Lindsay et al., 2002 ; 2005).

Bien que les âges les plus jeunes obtenus pour des éruptions magmatiques sur Sainte-Lucie soient de 20 000 ans BP (épisode magmatique de Belfond), il est très probable que plusieurs dômes et cratères d'explosion se soient formés depuis (Lindsay et al., 2005). La fréquence de « crises » sismiques (1906, 1986, 1990, 1999 et 2000) peu profondes ainsi qu'une forte activité hydrothermale au sud de Sainte-Lucie indiquent que cette région est encore potentiellement active.

Lindsay et al. (2002 ; 2005) localisent une probable réactivation magmatique à l'intérieur de la structure de Qualibou.

### **5.5.2. Inventaire des tsunamis historiques associés à Sainte Lucie**

Aucun tsunami historique dont l'origine serait localisé au niveau de l'île de Sainte-Lucie n'a été rapporté dans la littérature (Lindsay et al., 2005).

### **5.5.3. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (paléo-événement) associées à Sainte Lucie**

Trois déstabilisations de flanc particulièrement anciennes ont été repérées au niveau de la structure de Qualibou sur la côte ouest de St Lucie (Deplus et al., 2001 ; Lindsay et al., 2005 ; Boudon et al., 2007). Cependant, aucune d'entre elles n'a eu lieu au cours de la période Holocène (< 12 000 ans). La déstabilisation la plus récente, estimée à plus de 10 km<sup>3</sup>, est estimée entre 100 000 et 300 000 ans.

Les travaux de Roger et al. (2012) ont conduit à identifier de possibles cicatrices de glissements tsunamigènes mais dont l'impact serait dans tous les cas localisé.

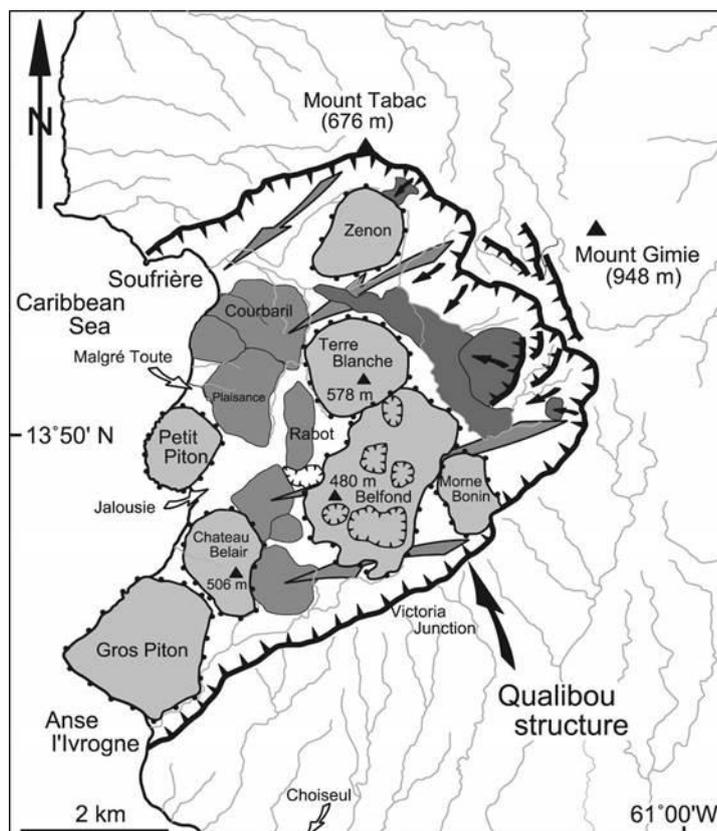


Illustration 22 : Carte géologique simplifiée de la structure de Qualibou (Sainte Lucie).  
Extrait de Boudon et al., 2007.

	Au cours de la période Holocène (< 12 000)	Au cours de la période Pléistocène		
Edifice volcanique déstabilisé	-	Qualibou	Qualibou	Qualibou
Date	-	>100 000 ans	> 100 000 ans	?
Direction du déplacement	-	ouest	ouest	ouest
Volume mis en jeu	-	> 10 km <sup>3</sup>	?	?
Taille de la structure déstabilisée	-	?	?	?
Distance parcourue sous l'eau	-	40 km	65 km	70 km
Etendue du dépôt	-	350 km <sup>2</sup>	750 km <sup>2</sup>	800 km <sup>2</sup>

Illustration 23 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de Sainte Lucie d'après les travaux de Deplus et al., 2001 ; Lindsay et al., 2002, 2005 ; Boudon et al., 2007.

#### 5.5.4. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles depuis l'île de Sainte Lucie

La présente étude propose de retenir pour Sainte Lucie une source tsunamigène de type déstabilisation du dôme pour le complexe volcanique de Soufrière situé à l'intérieur de la structure de Qualibou. En effet, une réactivation magmatique dans la structure de Qualibou semble être le scénario le plus crédible (Lindsay et al., 2005). Ceci correspond également au scénario retenu par Harbitz et al. (2012).

Le volume de dôme déstabilisé de 0,1 km<sup>3</sup> a été estimé par analogie à Soufrière Hills à Montserrat et notamment à l'évènement du 20 mai 2006 (115 Mm<sup>3</sup>). Plusieurs paramètres cinématiques ont été testés (**STELUCIE-1**, **STELUCIE-2**, **STELUCIE-3**) dont les caractéristiques sont précisées dans l'illustration 32 ci-après.

Le Comité de Pilotage a également souhaité conserver le scénario considéré par Harbitz et al. (2012), soit la déstabilisation d'un dôme de 0,25 km<sup>3</sup> (**STELUCIE-4**).

Scénario	Type	Edifice	Volume mobilisé	Source des hypothèses	Evènement de référence
STELUCIE-1 STELUCIE-2 STELUCIE-3	Déstabilisation de dôme	Soufrière volcanic Center	0,1 km <sup>3</sup>	BRGM, 2017	Soufrière Hills de Montserrat (volcan analogue)
STELUCIE-4	Déstabilisation de dôme	Soufrière volcanic Center	0,25 km <sup>3</sup>	Harbitz et al., 2012	?

Illustration 24 : Scénarii futurs crédibles retenus depuis l'île de Sainte Lucie

#### 5.6. SOURCE « DOMINIQUE – PLAT PAYS COMPLEX »

Vue la proximité des côtes martiniquaises et l'activité volcanique de l'île de la Dominique (seule île des Petites Antilles à avoir plusieurs volcans considérés comme actifs), la présente étude propose de retenir une source tsunamigène en Dominique. Ce scénario n'a encore jamais été considéré dans la littérature.

##### 5.6.1. Inventaire des tsunamis historiques associés à l'île de la Dominique

Aucun tsunami historique dont l'origine serait localisée au niveau de l'île de la Dominique n'a été rapporté dans la littérature (Lindsay et al., 2005).

### 5.6.2. Inventaire des déstabilisations gravitaires historiques (Paléo-événement) associés à l'île de la Dominique

Un certain nombre de paléo-événements ont pu être reconstitués sur l'île de la Dominique à partir de l'identification de structures visibles à terre et de l'interprétation des données de géophysique marine (Le Friant et al., 2002 ; Boudon et al., 2007):

- Au nord de l'île, un paléo-événement à Coulibristi, sur l'édifice du Northern volcanoes (> 1Ma) ;
- Au sud de l'île, trois paléo-événements emboîtées sur l'édifice du Plats Pays Complexe (cf. Illustration 25) : Morne Rouge (1 km<sup>3</sup>), Soufrière (6-7 km<sup>3</sup>), Morne Eloi 18-20 km<sup>3</sup>).

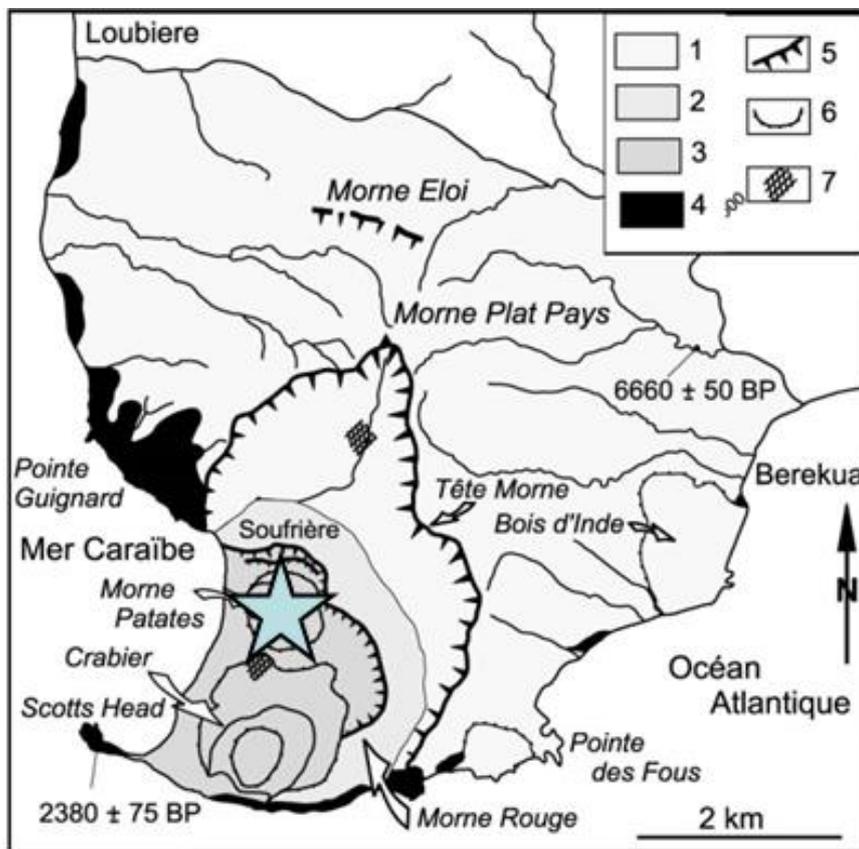


Illustration 25 : Trois déstabilisations de flanc emboîtées reconnue sur l'édifice volcanique du Plats Pays Complexe : Morne Eloi (18-20 km<sup>3</sup>), Soufrière (6-7 km<sup>3</sup>), Morne Rouge (1 km<sup>3</sup>) d'après Le Friant et al., 2002 et Boudon et al., 2007.

Parmi ces paléo-événements, deux d'entre eux ont eu lieu au cours de la période Holocène, soit il y a moins de 10 000 ans (cf. Illustration 26) :

- Déstabilisation importante des flancs est et sud du volcan de la Soufrière entre 2 380 ans et 6 600 ans (Le Friant et al., 2002) ;

- Puis, au cœur de la structure de déstabilisation de Soufrière, le volcan Morne Rouge s'est déstabilisé il y a < 2 380 ans (Le Friant et al., 2002).

Edifice volcanique déstabilisé	Au cours de la période Holocène (< 12 000)		Au cours de la période Pléistocène	
	Volcan Morne Rouge	Volcan Soufrière	Morne Eloi	Northern volcanoes
Date	< 2 380 ans	entre 2 380 ans et 6 600 ans	> 100 000 ans	> 1 Ma
Direction du déplacement	sud-ouest	sud-ouest	sud-ouest	ouest
Volume mis en jeu	< 1 km <sup>3</sup>	6-7 km <sup>3</sup>	18-20 km <sup>3</sup>	?
Taille de la structure déstabilisée	2 x 1 km	4,2 x 2,5 km	?	?
Distance parcourue sous l'eau	?	70 km	120 km	?
Etendue du dépôt	?	1 000 km <sup>2</sup>	3 500 km <sup>2</sup>	?

*Illustration 26 : Caractéristiques des paléo-événements connus sur l'île de la Dominique au cours de la période Holocène (< 10 000 ans) d'après les travaux de Le Friant et al., 2002 ; Lindsay et al., 2005 ; Boudon et al., 2007.*

### 5.6.3. Identification des futurs événements tsunamigènes crédibles depuis l'île de la Dominique

A l'intérieur de la structure de déstabilisation de flanc de Morne Rouge, deux dômes récents se sont mis en place : Morne Crabier et Morne Patates. Les dernières évidences d'activités magmatiques en Dominique datent d'il y a 450 ans. Les études récentes de Lindsay et al. (2005) décrivent une éruption à dôme dans Plat Pays Volcanic Complex comme le scénario magmatique le plus crédible en Dominique (le scénario volcanique le plus crédible étant une éruption phréatique dans la vallée de Roseau). En cas de réactivation magmatique, une déstabilisation du Morne Patates, le dernier lieu de l'activité magmatique, est donc une des sources tsunamigènes les plus crédibles.

Le volume déstabilisable proposé dans le cadre de cette étude est estimé à 0,3 km<sup>3</sup> à partir de considérations morphologiques sur le Morne Patate et des volumes moyens déstabilisés sur la Soufrière de Guadeloupe, volcan analogue pour lequel la connaissance géologique est plus précise (Komorowski et al., 2002, 2005 ; Legendre, 2012). Avec ce volume, plusieurs configurations cinématiques ont été testées : trois scénarios futurs crédibles ont ainsi été retenus (**DOMINIQUE-1**, **DOMINIQUE-2**, **DOMINIQUE-3**) dont les caractéristiques sont précisées dans l'illustration 32 ci-après.

Scénario	Type	Edifice	Volume mobilisé	Source des hypothèses	Evènement de référence
DOMINIQUE-1 DOMINIQUE-2 DOMINIQUE-3	Déstabilisation de flanc	Morne Patate	0,3 km <sup>3</sup>	BRGM 2017	Soufrière de Guadeloupe (volcan analogue)

Illustration 27 : Scénario futur crédible depuis l’île de la Dominique

## 5.7. SOURCE « LA PALMA »

### 5.7.1. Le risque d’instabilité gravitaire sur l’île de la Palma : les avis de la communauté scientifique

L’île de La Palma est située dans la partie ouest de l’archipel des Canaries, au large des côtes marocaines et sahariennes (Illustration 28). Elle est constituée au sud d’un volcan actif (environ une éruption tous les 100 ans, la dernière en date en 2007) : le Cumbre Vieja. Ce volcan subirait depuis plusieurs milliers d’années une réorganisation structurelle associée à la croissance d’une faille de détachement (Day et al., 1999). Celle-ci pourrait provoquer un effondrement d’une grande partie du flanc ouest du Cumbre Vieja suite aux contraintes générées lors d’une éruption volcanique. Les volumes impliqués seraient considérables, de l’ordre de 100 à 500 km<sup>3</sup> (Illustration 29). L’hypothèse d’un méga-tsunami transatlantique causant d’importants dégâts sur la côte Est d’une partie du continent Américain n’est donc pas à exclure.

Des études préliminaires menées par Ward et Day (2001) dans le cas d’un glissement de 500 km<sup>3</sup> (Illustration 29) indiquent que les amplitudes pourraient atteindre 10 à 20 m sur les côtes américaines et antillaises (Illustration 30).

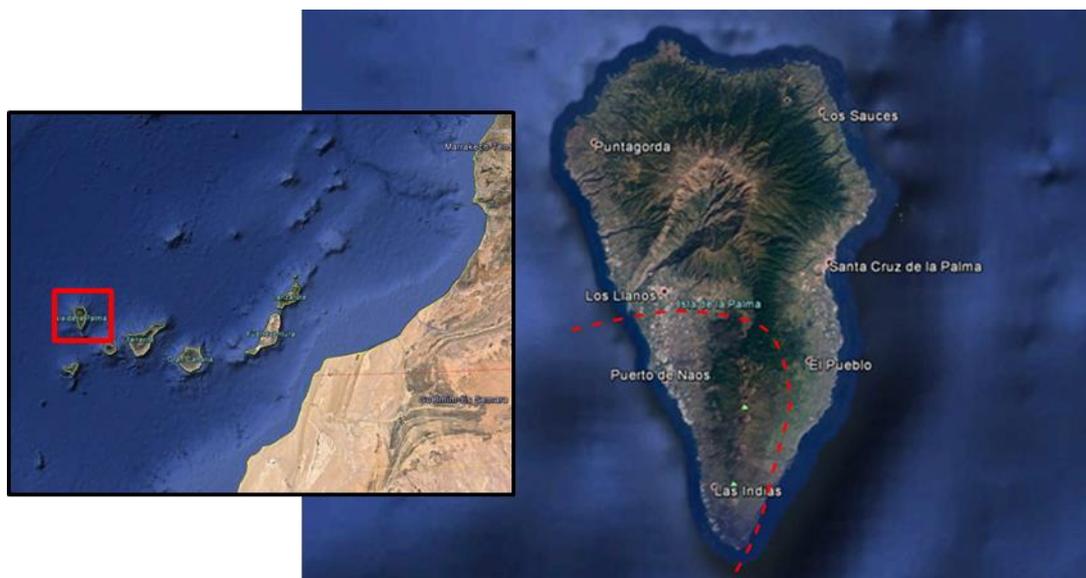


Illustration 28 : Localisation de l’île de Palma dans les îles Canaries et de la zone instable.

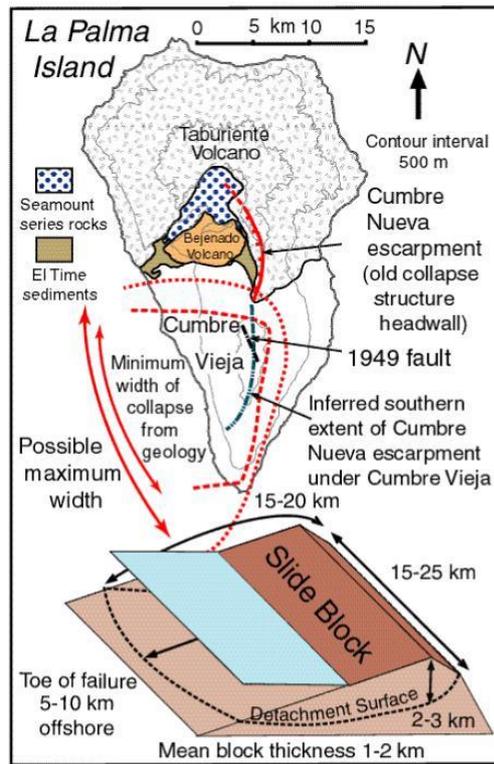


Illustration 29 : Carte de La Palma et géométrie du glissement dans le cas d'un scénario catastrophique « maximisant », impliquant une grande partie du flanc ouest du volcan (Ward et Day, 2001)

Ces travaux font débat dans la communauté scientifique. Des travaux plus récents avec des modèles numériques plus réalistes montrent que ces valeurs sont surestimées même si les hauteurs de vague peuvent rester tout à fait significatives. En couplant un modèle de propagation de type Boussinesq avec un modèle dynamique multi-matériaux 3D pour simuler un effondrement de volume similaire, Lovholt et al. (2008) trouvent ainsi que des hauteurs de vague de l'ordre de plusieurs mètres sont tout à fait envisageables. Le même type d'approche a par ailleurs été utilisé par Abadie et al. (2011).

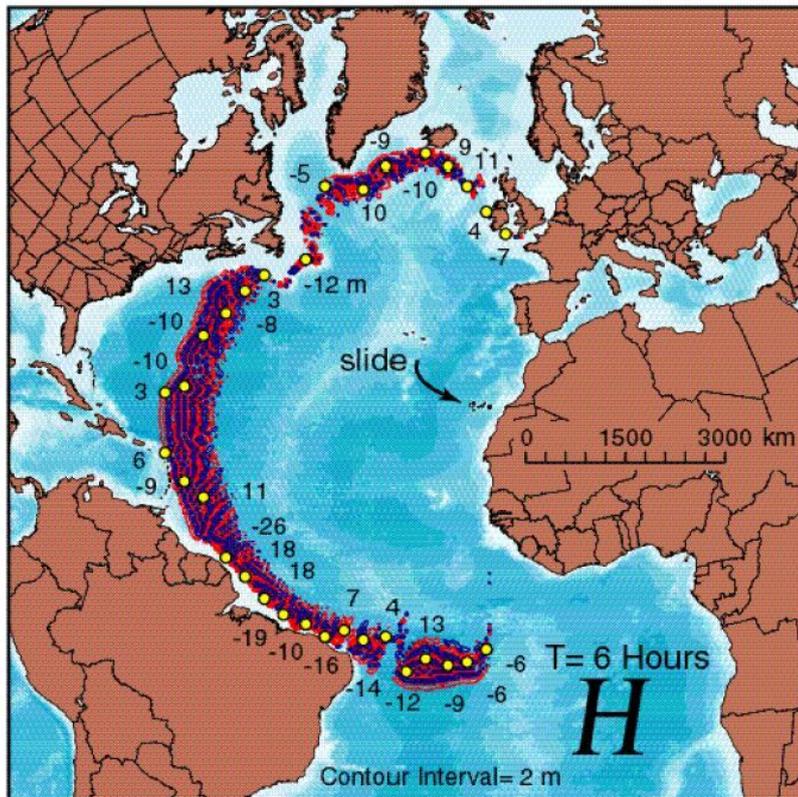


Illustration 30 - Hauteur d'eau calculée 6h après le glissement (>0 en rouge, <0 en bleu, valeurs données pour les points en jaune), d'après Ward et Day (2001)

De nombreux auteurs estiment en revanche qu'un tel scénario d'instabilité est très improbable (ex : Mader (2001), Pararas-Carayannis (2002), Perignon (2006)). D'après Masson et al. (2006), l'effondrement d'une grande partie du flanc ouest du Cumbre Vieja est peu susceptible de se produire en une seule fois. Par ailleurs, l'observation des dépôts de sédiments montrerait que si des effondrements importants ont pu avoir lieu dans le passé, ils restent très rares (une dizaine lors du dernier million d'années). D'autres considèrent en outre que les flancs du volcan sont relativement stables et que les volumes impliqués ne devraient pas dépasser la centaine de km<sup>3</sup>. Mais ces études reposent bien souvent sur des hypothèses qui peuvent elles aussi être discutées. Les études de stabilité de pente d'Abadie et al. (2008), fondées sur des données géotechniques, négligent par exemple les contraintes additionnelles qui pourraient être générées lors d'un séisme ou d'une éruption volcanique.

Ces auteurs ne modélisent en général pas la propagation d'un éventuel tsunami. Ils estiment en effet que les hauteurs de vague sont suffisamment faibles et les longueurs d'ondes générées trop courtes pour qu'il y ait un risque à une échelle autre que locale.

Etant donnée la disparité d'opinions dans la communauté scientifique, le peu de contraintes disponibles actuellement sur la stabilité des flancs du Cumbre Vieja et la probabilité d'occurrence d'un évènement catastrophique et la finalité de cette étude,

seule l'hypothèse d'un volume de 130 km<sup>3</sup> de matériaux a été étudiée, en reprenant les hypothèses retenues par Poisson et Krien (2009). Cet effondrement a été modélisé en considérant une succession de 10 évènements de 13 km<sup>3</sup> chacun, espacés de 30 secondes de manière à mieux représenter la dynamique de l'instabilité nécessairement répartie dans le temps (**PALMA-2**). Les paramètres retenus pour décrire ces évènements sont directement issus des travaux de Poisson et Krien (2009).

Le scénario de l'effondrement brutal d'une masse unique de 130 km<sup>3</sup> (**PALMA-1**) est considéré comme peu plausible d'un point de vue physique et volcanologique. Les résultats de ce scénario sont présentés en annexe à titre informatif et ne seront pas pris en compte dans les cartes finales.

### 5.7.2. Inventaire des tsunamis historiques associé à la Palma

Aucun tsunami historique n'a été recensé.

### 5.7.3. Identification des futurs évènements tsunamigènes crédibles pour la Palma

Scénario	Type	Edifice	Volume mobilisé	Source des hypothèses	Evènement de référence
PALMA-2	Déstabilisation de flanc	Volcan Cumbre Vieja	10 effondrements de 13 km <sup>3</sup> chacun toutes les 30 secondes	Poisson et Krien (2009)	-

*Illustration 31 : Scénarii futurs crédibles retenus pour la Palma*

## 5.8. CALAGE DES CARACTÉRISTIQUES DES SCÉNARIOS GRAVITAIRES RETENUS

Pour la génération de tsunamis liés à des sources gravitaires, les codes de simulations (décrits au § 7.1) nécessitent de renseigner un certain nombre de paramètres d'entrée.

Plusieurs tests de sensibilité ont été réalisés pour caractériser du volume mis en jeu ou pour évaluer les paramètres cinématiques décrivant le mouvement, et ont confirmé les tendances que l'on peut retrouver dans la littérature scientifique. Ainsi, en plus du volume de matériaux mis en mouvement (qui constitue toujours un paramètre essentiel sur les résultats de simulation) :

- Pour les glissements sous-marins (en l'occurrence ici, le volcan Kick'em Jenny), la densité des sédiments mobilisés constitue un paramètre essentiel pour une description réaliste de l'initiation du tsunami (plus la densité est forte, plus les vagues générées sont importantes) ;
- Pour les mouvements sub-aériens (Montagne Pelée, Sainte-Lucie, Dominique, La Palma), les paramètres qui conditionnent directement les vagues générées

pour les événements considérés sont la profondeur d'arrêt (plus elle est superficielle, plus les vagues générées sont importantes, avec des longueurs d'ondes qui tendent à se réduire) et le temps du parcours sous l'eau du mouvement de terrain (plus il est rapide, plus les vagues générées sont importantes, avec des longueurs d'ondes qui tendent à se réduire). Les tests de sensibilité ont également montré que certains paramètres (vitesse d'impact à la surface de l'eau et largeur à l'impact) avaient relativement peu d'influence pour le type de mouvement sub-aérien considéré.

A partir de ces études de sensibilité, lorsqu'ils n'étaient pas disponibles en littérature, les paramètres ont été calés à dire d'expert de manière réaliste tout en veillant à ne pas minimiser les tsunamis générés.

Enfin, il convient de préciser, comme rappelé dans la suite, que les méthodes utilisées ici pour la génération de tsunamis par des événements gravitaires permettent d'estimer la déformation du plan d'eau peu de temps après le mouvement gravitaire. Ainsi, ces simulations présentent un manque important de représentativité en champ proche, c'est à dire à proximité de la zone de génération. Cette remarque concerne surtout les glissements subaériens. Ainsi, ici, le tsunami provoqué par le paléo effondrement du volcan (scénario PELEE-3) est largement sous-estimé au moins au Nord de l'île. Pour les scénarios PELEE-1 et PELEE-2 (qui concernent des lahars beaucoup plus petits), cette sous-estimation n'affecte a priori que la zone de l'impact à la surface de l'eau.

L'illustration 32 synthétise les caractéristiques retenues pour chacun des scénarios gravitaires.

Scénarios gravitaires sub-aériens									
Source gravitaire	Nom du scénario	Type de scénario	Position de l'impact avec l'eau (WGS84)	Direction du glissement (°, antihoraire par rapport au Nord)	Volume (km <sup>3</sup> )	Distance parcourue sous l'eau (km)	Profondeur d'arrêt (m)	Durée du parcours sous-marin (s)	Source
Montagne Pelée	PELEE-1	Lahars	61,199°O, 14,768°N	135	0,005	1,0	400	50	Poisson et Pedreros (2010)
	PELEE-2			135	0,005	0,9	300	45	Pedreros et al. (2007)
	PELEE-3	Déstabilisation de flanc Montagne Pelée		115	1,6	29,3	2720	400	Boudon et al. (2007)
Sainte Lucie	STELUCIE-1	Déstabilisation de dôme Soufrière volcanic Center	61,056°O, 13,856°N	100	0,1	3,3	900	110	BRGM, 2017
	STELUCIE-2			100	0,1	3,3	900	150	BRGM, 2017
	STELUCIE-3			100	0,1	6,0	1500	200	BRGM, 2017
	STELUCIE-4			100	0,25	8,7	1900	220	Harbitz et (2012)
Dominique	DOMINIQUE-1	Déstabilisation de flanc Morne Patate	61,364°O 15,227°N	87	0,3	7,5	1200	150	BRGM, 2017
	DOMINIQUE-2			87	0,3	7,5	1200	185	BRGM, 2017
	DOMINIQUE-3			87	0,3	7,5	1200	300	BRGM, 2017
La Palma	PALMA-1	Déstabilisation de flanc	17,970°O, 28,545°N	105	130	30,0	3000	150	Poisson et Krien (2009)
	PALMA-2			105	10x13	20,0	2500	100	Poisson et Krien (2009)

Scénarios gravitaires sous-marins									
Source gravitaire	Nom du scénario	Type de scénario	Position initiale au centre (WGS84)	Direction du glissement (°, antihoraire par rapport au Nord)	Volume (km <sup>3</sup> )	Profondeur initiale au centre (m)	Pente moyenne (°)	Densité glissement	Source
Kick'em Jenny	KEJ-1	Déstabilisation de flanc du Kick'em Jenny	61,65°O, 12,30°N	60	0,5	600	20	2,0	BRGM, 2017
	KEJ-2			60	0,6	1150*	20	2,0	Harbitz et al. (2012)
	KEJ-3			60	0,7	620	20	2,5**	Dondin et al. (2016)
	KEJ-4	Déstabilisation de flanc du Kick'em Jenny (peu plausible)		60	1,5	700	20	2,0	BRGM, 2017

\* Cette profondeur importante comparativement aux autres scénarios simulés pour le Kick'em Jenny s'explique par le calage des paramètres sur ceux de Harbitz et al. (2012), qui considère une longueur initiale beaucoup plus importante que les autres scénarios (5,6 km contre 2 à 3 km pour les autres)

\*\* Cette valeur de la densité est issue de Dondin et al. (2016) qui utilisent des résultats d'analyses à partir de prélèvements; ces données n'étaient pas disponibles précédemment et la valeur de 2 était issue des travaux de Dondin et al. (2012).

Illustration 32 - Synthèse des caractéristiques retenues pour chacun des scénarios gravitaires modélisés. En grisé, les scénarios considérés comme peu plausibles



## 6. Sources tsunamigènes d'origine sismique

### 6.1. MÉTHODE EMPLOYÉE

#### 6.1.1. Rappel du contexte

L'aléa tsunami est difficile à estimer car les tsunamis peuvent être provoqués par différents processus qui peuvent en outre être combinés entre eux (séisme, volcan, glissements de terrain). Par ailleurs, l'impact à la côte d'un tsunami ne dépend pas de manière simple ou linéaire de la seule énergie libérée par le processus tsunamigène. De plus, même dans les régions où des catalogues d'événements historiques couvrent quelques siècles (comme par exemple au Japon), la calibration des séismes majeurs et des tsunamis associés est biaisée par la dichotomie entre l'échelle de temps historique et l'échelle de temps impliquée dans la tectonique. Ce qui signifie qu'une analyse d'aléa tsunami ne peut pas se baser uniquement sur les seuls événements connus, les catalogues étant par définition incomplets, au risque de ne pas prendre en compte des sources potentielles. Ceci est particulièrement vrai dans le contexte Caraïben où les catalogues de séismes et de tsunamis ne couvrent que quelques centaines d'années (O'Loughlin and Lander, 2003). Le séisme le plus ancien répertorié en Martinique sur la base de données Sisfrance ([www.sisfrance.net](http://www.sisfrance.net)) date de 1690 et le tsunami le plus ancien répertorié sur [tsunamis.brgm.fr](http://tsunamis.brgm.fr) date de 1755. C'est pourquoi l'étude s'intéresse non seulement à des événements majeurs historiques mais également à des événements potentiels dont la rupture aurait lieu au niveau de failles actives majeures connues.

#### 6.1.2. Identification de l'ensemble des sources tsunamigènes pour la Martinique

Différents types de sources potentielles de tsunamis sont reconnues pour les Caraïbes : les sources associées à des phénomènes autres qu'un séisme majeur ont été traitées dans le chapitre précédent, et les sources sismiques, objet de ce chapitre. L'ensemble des hypothèses doit être prise en compte ; ainsi, les failles actives dont la rupture pourrait potentiellement être à l'origine d'un tsunami doivent être considérées à la fois au niveau local et régional ainsi qu'en champ lointain. Certains séismes majeurs peuvent générer des tsunamis qui se propagent à travers un bassin océanique, comme cela a été le cas suite au séisme de Lisbonne en 1755, on parle alors de télétsunami.

### **6.1.3. Identification de plusieurs scénarios crédibles pour chaque source potentielle retenue**

L'étude de l'impact potentiel des tsunamis est guidée par la prise en compte des « *worst credible case scenarios* » ou pires scénarios crédibles (voir par exemple Harbitz et al., 2012). Les simulations de tsunamis de la présente étude se basent ainsi sur des scénarios de ruptures sismiques majeures, mais cependant réalistes au vu des connaissances scientifiques actuelles, pouvant affecter la Martinique. Même dans les régions dont le régime tectonique est particulièrement étudié, il reste impossible de prévoir les caractéristiques détaillées d'une rupture sismique. C'est particulièrement vrai pour la taille maximale de rupture qui pourrait être générée par une faille active donnée (liée à la magnitude du séisme), d'autant plus dans un contexte de subduction. On peut rappeler par exemple que la magnitude 9 atteinte par le séisme de Tohoku au Japon en 2011, était bien supérieure à ce qui était communément attendu. Or dans le bassin Caraïbéen, de grandes incertitudes perdurent quant aux caractéristiques et aux potentiels sismotectoniques de nombreuses zones actives. C'est pourquoi, afin de tenir compte des incertitudes associées à la fois aux caractéristiques potentielles de la rupture sismique et des failles actives, plusieurs scénarios crédibles pour chaque source potentielle retenue ont été définis. Chaque scénario est basé sur des hypothèses rencontrées dans la littérature scientifique concernant des caractéristiques de rupture proposées ou de failles actives étudiées. Les paramètres manquants nécessaires aux simulations proviennent de relations d'échelles qui permettent d'associer différentes gammes de paramètres crédibles à un séisme d'un type et d'une magnitude donnés (Wells and Coppersmith, 1994, Hanks and Bakun, 2008, Leonard, 2010 ou Blaser et al., 2010). Les caractéristiques de la rupture pour certains scénarios peuvent aussi être inspirées d'événements connus s'étant produit dans des zones actives subissant le même contexte tectonique.

### **6.1.4. Caractérisation de la rupture sismique pour chaque scénario crédible retenu**

L'ampleur d'un tsunami est liée aux caractéristiques de la source sismique :

- Position de la rupture (hypocentre, étendue de la surface de rupture en profondeur) ;
- Ampleur de la rupture (dimension de la surface de faille rompue, glissement cosismique sur la faille) ;
- Géométrie de la faille (mécanisme au foyer) ;
- Histoire de la rupture (évolution spatio-temporelle du glissement sur le plan de faille pendant la rupture, vitesse de rupture).

Dans le cadre de cette étude, la rupture sismique pour chaque scénario est décrite de manière simple par un nombre limité de paramètres décrivant une dislocation élastique en profondeur à partir de laquelle il est possible de calculer le déplacement cosismique du fond marin induit à partir des équations d'Okada (1985). Cette méthode est très largement utilisée pour simuler la génération des tsunamis, aussi bien dans le cadre d'inversion de la source d'événements complexes comme celui de Tohoku en 2011 (voir par exemple Satake et al., 2013) que dans l'implémentation de modèles dédiés

aux systèmes d'alerte (e.g. Titov et al., 1997), ou dans des modélisations de l'inondation due à des tsunamis (e.g. Wei et al., 2014). Ainsi pour chaque scénario, la source est modélisée par un déplacement homogène le long d'une surface de rupture rectangulaire sur une faille plane en profondeur définie par les neuf paramètres suivants :

- Longitude, latitude et profondeur de l'hypocentre ;
- Azimut, pendage et angle de glissement (mécanismes au foyer) ;
- Longueur et largeur de la surface rompue ;
- Glissement cosismique sur la faille.

Pour chaque scénario il est possible de calculer le moment sismique  $M_0$  (ici en dynes.cm) et une magnitude de moment  $M_w$  à partir de la rigidité  $\mu$  (souvent mal connue), la surface de rupture  $S$  et le glissement cosismique moyen  $D$  (Kanamori, 1977) :

$$M_0 = \mu \times D \times S$$

$$M_w = \frac{\log_{10} M_0}{1,5} - 10,73$$

De légères variations peuvent apparaître dans l'estimation de la magnitude de moment par les différents auteurs car cette estimation peut dépendre de relations empiriques appliquée pour compléter la paramétrisation de certains scénarios ou de paramètres mal contraints (notamment la rigidité). Ainsi, certaines magnitudes  $M_w$  affichées peuvent être légèrement différentes de celles proposées initialement dans les publications scientifiques qui ont inspiré les différents scénarios choisis.

### 6.1.5. Déformation initiale induite par la rupture sismique

Les tsunamis sont générés à partir de la déformation initiale induite par une dislocation en profondeur (Okada, 1985). Les paramètres retenus pour chaque séisme sont décrits dans les tableaux des chapitres suivants et la déformation cosismique du fond marin pour un scénario de chaque source tsunamigène considérée dans cette étude est illustrée. Cette déformation permet ensuite de simuler la propagation du tsunami, moyennant l'hypothèse communément admise d'une transmission directe et instantanée de la déformation du plancher océanique à la surface de la mer.

La méthode appliquée ici pour générer des tsunamis à partir d'un séisme est celle qui est classiquement adoptée pour l'évaluation de l'aléa tsunami. Or il est admis que des modèles simplistes (intégrant en particulier un glissement homogène le long de la faille rompue), ne représentent qu'une approximation de l'impact d'un tsunami induit. Toutefois, cette méthodologie correspond à un niveau d'estimation raisonnable étant donné les incertitudes considérées quant à la calibration et à la position des séismes majorants de scénario considérés ici.

### **6.1.6. Echange avec d'autres experts**

Pendant le déroulement de l'étude, des contacts ont été pris afin d'engager des échanges avec Valérie Clouard (OVSM), Joan Latchman (University of the West Indies), Frédérique Leclerc (ex-IPGP, actuellement au laboratoire Geoazur de Nice), Elisa Buforn (Universidad Complutense de Madrid) et Joao Duarte Fonseca (University of Lisbon) afin d'intégrer la meilleure connaissance des failles potentiellement sismogènes, notamment à propos des structures tectoniques ou des événements peu documentés dans la littérature scientifique ou associés à une grande incertitude (comme le prisme de la Barbade, les failles actives en mer au voisinage de la Martinique, la subduction des Petites Antilles ou le séisme de Lisbonne de 1755).

## **6.2. CONTEXTE SISMIQUE MARTINICAIS ET SÉLECTION DES 10 SOURCES SISMIQUES POTENTIELLEMENT TSUNAMIGÈNES**

### **6.2.1. Contexte sismique martinicais**

L'île de la Martinique est située sur la plaque Caraïbes dont la géodynamique est complexe et est soumise à la fois à des séismes majeurs, une activité volcanique et des mouvements de terrain.

La plaque Caraïbes est délimitée à l'est par la subduction des Petites Antilles et à l'ouest par celle d'Amérique Centrale (Illustration 33). La plaque d'Amérique du Nord et la plaque d'Amérique du sud plongent sous la plaque Caraïbes à une vitesse de l'ordre de 2 cm par an dans la direction O-SO (DeMets et al., 2000 ; Mann et al., 2002) à l'est de l'arc des Petites Antilles. Au Nord et au Sud, la plaque Caraïbes est délimitée par de grands systèmes en décrochement qui accommodent la convergence des plaques Amériques et Caraïbes (Faille d'Enriquillo, faille Septentrionale, faille d'El Pilar). La convergence au niveau de l'arc antillais est oblique, et cette obliquité croît avec la courbure de l'arc vers le Nord. Au sud de la latitude 15°, à l'Est des bassins d'avant-arc s'étend le prisme de la Barbade, dont la largeur et l'épaisseur croissent vers le Sud, jusqu'à atteindre une largeur de 300 km et une épaisseur de sédiments de plusieurs kilomètres. Au Nord de l'arc, des failles crustales ont été identifiées et cartographiées à terre et en mer, elles forment deux familles de failles normales (Illustration 34). La première, perpendiculaire à l'arc, délimite des grabbens, alors que la seconde, parallèle à l'arc, forme un système en échelon (voir par exemple Feuillet et al., 2011 ou Leclerc 2014). A l'Est de la subduction des Petites Antilles, trois rides océaniques s'alignent sur la plaque américaine suivant la direction ONO-ESE avant de rencontrer la subduction. Ce sont les rides de Tiburon, de Barracuda (les plus marquées dans la bathymétrie) et de Sainte-Lucie (Illustration 34).

Au voisinage de la Martinique, outre la sismicité liée aux frontières de plaques, en particulier à l'interface de la subduction des Petites Antilles (représentée par exemple par le séisme du 8 février 1843 entre la Guadeloupe et Antigua de magnitude estimée ~8.5, Hough, 2013), on observe une activité sismique à l'intérieur de la plaque plongeante (intraslab), comme l'atteste le séisme de Martinique de magnitude 7.4 du

29 novembre 2007. Enfin, l'activité sismique crustale est importante au sein de la plaque Caraïbes (séisme des Saintes du 21 novembre 2004, magnitude 6.3).

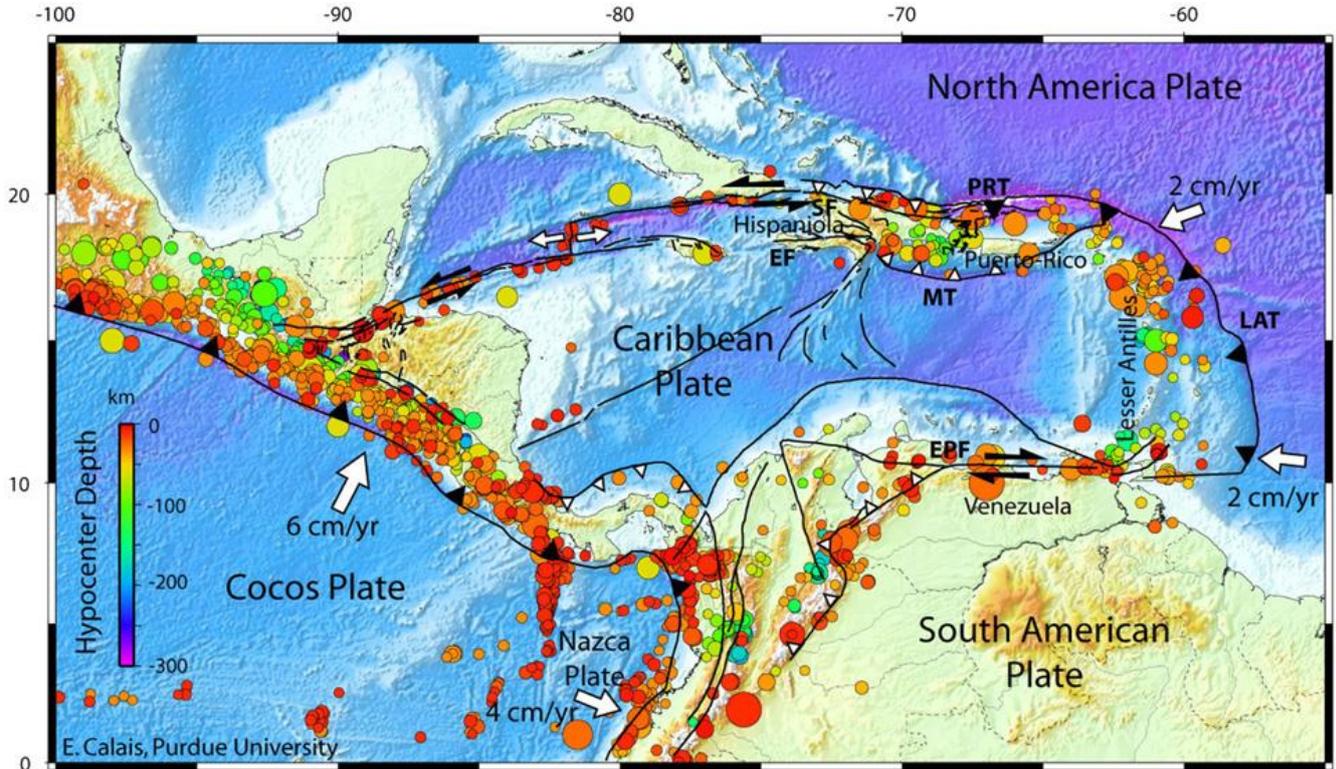


Illustration 33 - Contexte sismotectonique de la plaque Caraïbe (Harbitz et al., 2012, modifié d'après E. Calais). La sismicité est issue du catalogue NEIC de l'USGS (1974-2012). Avec : BAP : prisme de la Barbade ; EF : faille d'Enriquillo ; EPF : faille El Pilar ; LAT : fosse des Petites Antilles ; MT : Fosse de Muertos ; PRT : Fosse de Puerto Rico ; SF : Faille Septentrionale.

### 6.2.2. Potentiel tsunamigène des différentes sources sismiques

Le potentiel tsunamigène d'un séisme dépend de sa capacité à générer des déplacements verticaux cosismiques. Les séismes interplaques de subduction sont les plus tsunamigènes dans la mesure où, de par leur géométrie, ce sont des séismes associés à une déformation verticale (faille inverse), plutôt superficiels et dont les surfaces de rupture peuvent potentiellement être les plus importantes, qui sont associées aux magnitudes les plus grandes. A contrario, les failles décrochantes ont un faible potentiel tsunamigène.

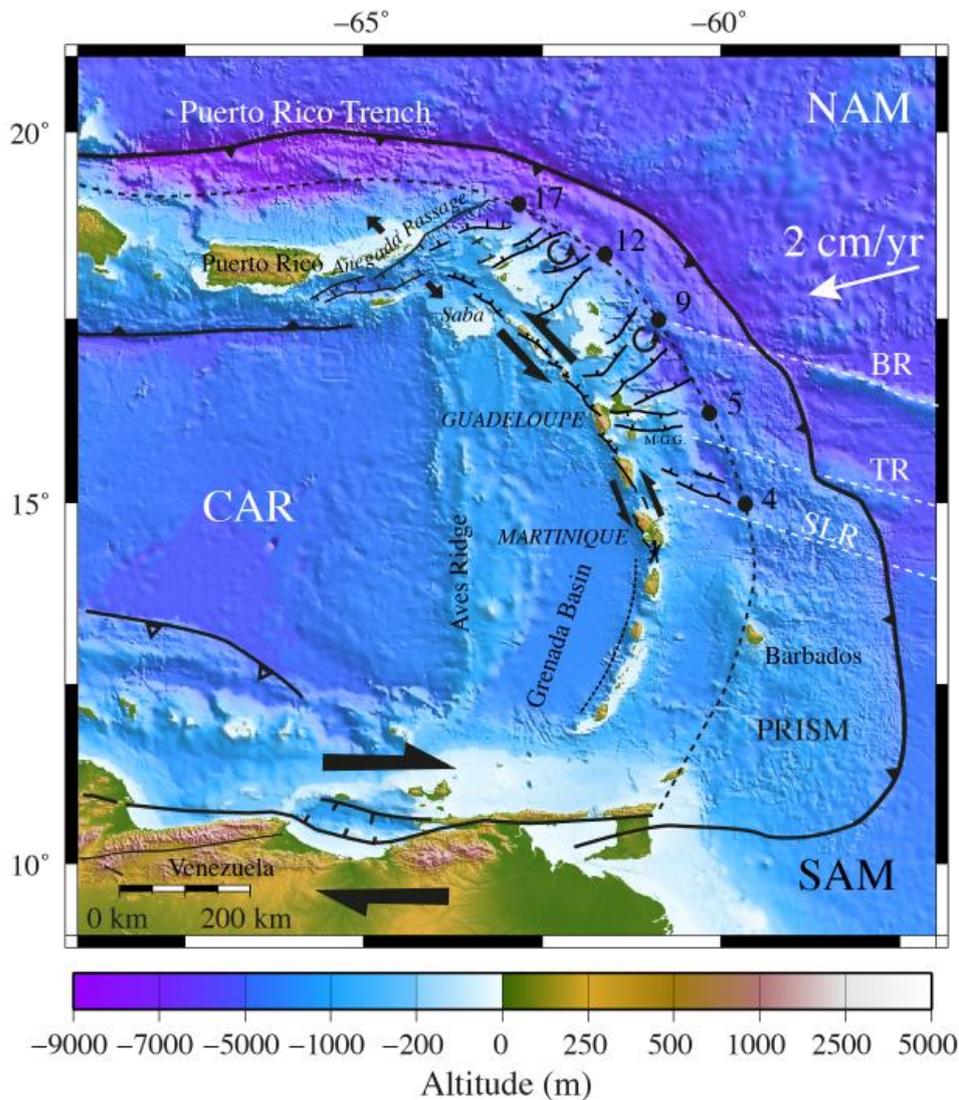


Illustration 34 - Failles actives dans l'arc et l'avant arc antillais, d'après Leclerc (2014) Tracés des failles perpendiculaires à l'arc d'après Feuillet et al. (2002), tracés des failles parallèles à l'arc d'après Leclerc (2014), tracé des failles normales du Passage d'Anedaga et direction de l'extension d'après Mann et al. (2005). En trait noir pointillé est représentée la bordure orientale du Bassin de Grenade. M-G.G. : Graben de Marie-Galante Graben.

McCann (2006) identifie dans le bassin des Caraïbes différentes zones à fort potentiel tsunamigène : la subduction du nord de l'arc des Petites Antilles, la ride de Muertos (sud-est d'Hispañola), la faille de Puerto Rico (nord d'Hispañola), le nord-est de la fosse des Caymans au sud de Cuba ainsi que le nord du chevauchement de Panama (Illustration 35).

Harbitz et al. (2012) proposent deux scénarios de séismes de Magnitude  $M_w=8$  comme scénarios les plus impactant dans les Caraïbes : un séisme interplaque

associé à la fosse de Puerto Rico et l'autre associé à l'interface de subduction des Petites Antilles.

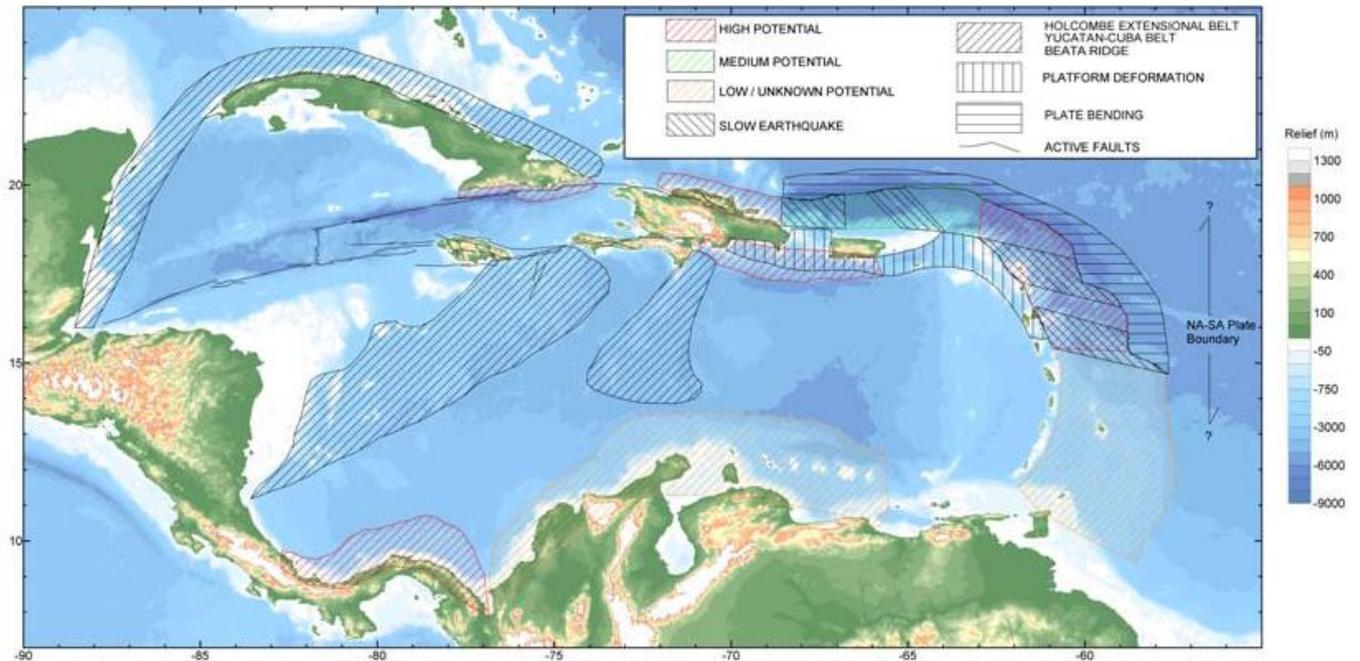


Illustration 35 - Sources sismiques potentiellement tsunamigènes dans la Caraïbe, d'après McCann (2006)

### 6.2.3. Sources sismiques tsunamigènes retenues pour la Martinique

Présentées et discutées lors du COPIL du 31/10/2014, dix sources sismiques ont été identifiées comme susceptibles d'induire un tsunami significatif pour la Martinique (cf. Illustration 36).

Aux sources déjà considérées en 2007 s'ajoutent donc les sources tsunamigènes de la faille de Puerto Rico, de la Fosse de Muertos, de structures tectoniques intra-plaques locales, de la faille El Pilar (au large du Venezuela) et la source trans-atlantique associée au séisme de Lisbonne.

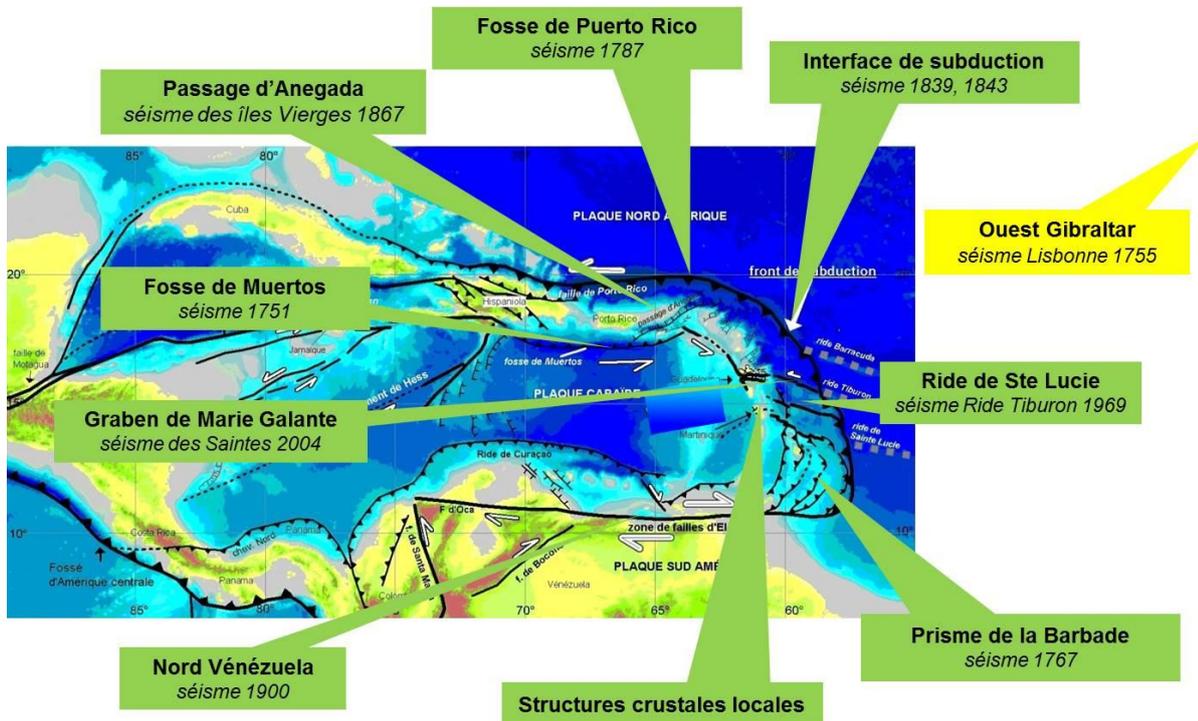


Illustration 36 - Sources tsunamigènes d'origine sismique considérées dans cette étude

Le COPIL du 31/10/2014 a souhaité conserver la source associée aux structures « crustales locales », malgré l'incertitude existant sur l'activité de ces structures. Des contacts ont été pris avec F. Leclerc (ex IPGP) pour identifier des scénarios crédibles tenant compte au mieux des récents résultats de l'IPGP. Cette analyse a profité en outre de l'expérience de terrain du BRGM pour la cartographie des failles en Martinique. Rappelons qu'il n'existe pas, dans les catalogues existants, d'évènements tsunamigènes associés à ces structures.

Par ailleurs, l'OVSM a suggéré la prise en compte de scénarios liés à des failles de type « *outer-rise* », c'est-à-dire associées au bombement de la plaque plongeante qui précède la zone de contact, avant la fosse. Ces évènements sont majoritairement associés à des failles normales mais certains plus profonds peuvent avoir un mécanisme de faille inverse. Les plus grands évènements de ce type peuvent rompre l'ensemble de la plaque subduite, comme celui de Sanriku au Japon en 1833 (Mw 8.4). Le catalogue de sismicité de l'USGS répertorie quelques évènements à l'Est de la fosse des Petites Antilles (e.g. Mw 5.6 le 03/12/2011), ainsi que le catalogue construit à partir des données de l'observatoire (V. Clouard, communication personnelle), mais le potentiel plus précis de ce type de sources dans l'arc Antillais nécessiterait une analyse plus poussée. Il serait en particulier envisageable de s'inspirer des travaux réalisés par Álvarez-Gómez et al. (2012) pour estimer le potentiel tsunamigène des failles de type « *outer-rise* » aux Antilles. Cependant, dans l'état actuel d'avancement du présent projet, et face aux grandes incertitudes qui subsistent quant à la sismicité associée à ce type de faille le long de la fosse des Antilles, cette hypothèse n'a pas été retenue.

### 6.3. ÉTAT DES CONNAISSANCES SISMOLOGIQUES POUR CHAQUE SOURCE

#### 6.3.1. Source sismique « Fosse de Muertos »

L'île d'Hispañola est localisée au nord de la plaque Caraïbes. La région marque une transition entre la subduction de l'Amérique du Nord sous la plaque Caraïbes le long de l'arc des Petites Antilles et un mouvement majoritairement décrochant le long de la structure E-O de la fosse des Caymans. Cette région est entrecoupée de grandes structures actives, associées à des séismes historiques (illustrations 37 et 38).

La fosse de Muertos délimite le sud-est de l'île d'Hispañola (Illustration 39). La sismicité associée à la fosse de Muertos y est très diffuse et rend difficile l'interprétation de la structure en profondeur. L'hypothèse d'une zone de subduction a été envisagée (Byrne et al., 1985) mais Bruña et al. (2010), à travers des modélisations du comportement gravitaire, montrent qu'il ne peut pas y avoir de subduction du plateau Caribéen sous l'arc. Ils associent le raccourcissement N-S observé à un chevauchement jusqu'à 60 km au Nord du front, la plaque Caraïbes chevauchée atteignant une profondeur maximale de 22 km. On y associe un séisme historique de magnitude estimée à 8 qui a eu lieu le 18/10/1751, à l'ouest de la marge de Muertos (McCann, 2006 ; Manaker et al., 2008).

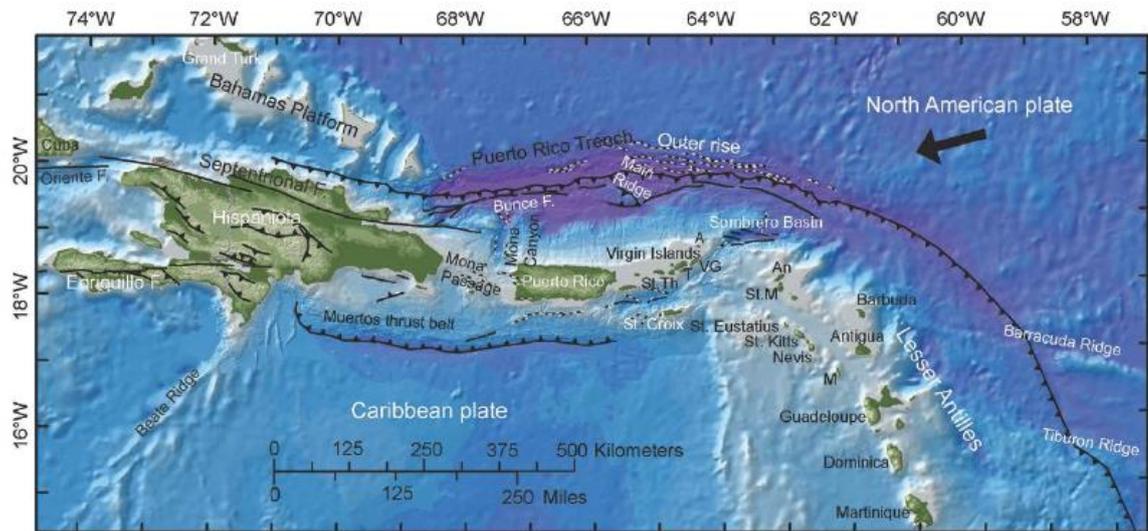


Figure 1. Tectonic map of the northern Caribbean showing the islands of Hispaniola, Puerto Rico, Virgin Islands, and Northern Lesser Antilles. Abbreviated place names on map: St. Th = St. Thomas; T = Tortola; VG = Virgin Gorda; A = Anegada; An = Anguilla; St. M = St. Martin/St. Maarten; M = Montserrat.

EXPLANATION  
 —▲— = Thrust fault  
 - - -▲- - - = Normal or mixed normal and strike-slip faults  
 —|— = Strike-slip fault  
 ← = Direction of plate motion of the North American Plate with respect to the Caribbean Plate

Illustration 37 - Carte tectonique du nord-est de la plaque Caraïbes incluant la bathymétrie et les principales structures, d'après Flores et al. (2012). Cette région marque la transition entre un régime de subduction à l'Est et de grands décrochements à l'Ouest initiés au Sud de la plateforme des Bahamas.

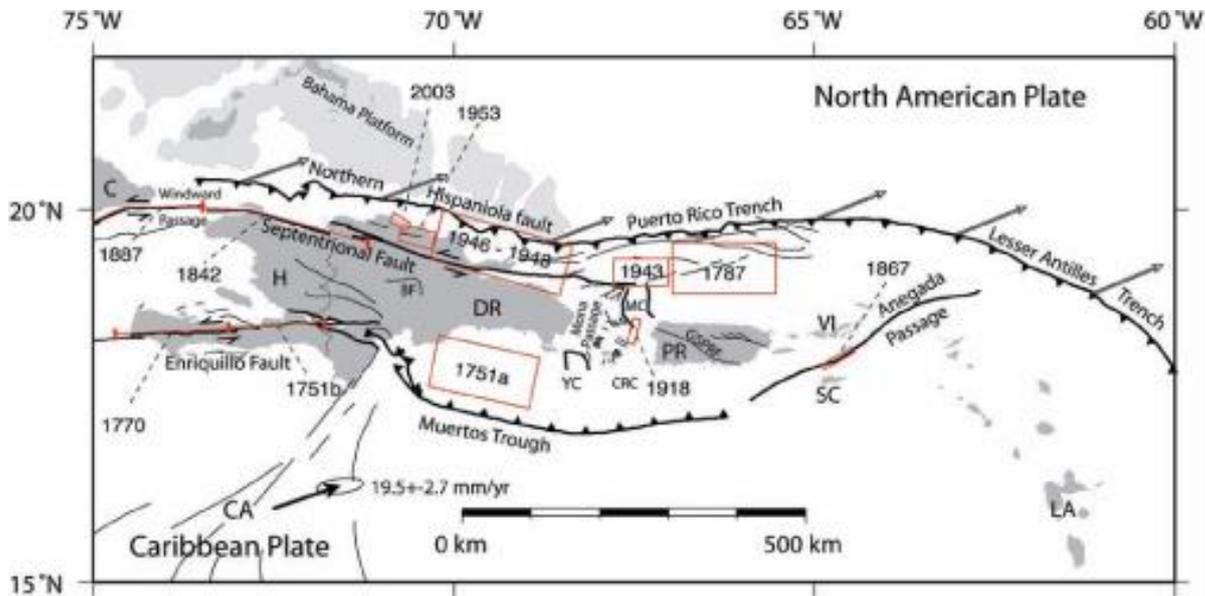


Illustration 38 - Structures majeures NE Caraïbes (d'après Manaker et al., 2008). Les lignes noires soulignent les failles, les lignes les plus épaisses les failles majeures (fosse des Petites Antilles, fosse de Puerto Rico et fosse de Muertos ; faille décrochantes septentrionales, d'Enriquillo, faille normale au passage d'Anegada). Les flèches montrent la vitesse de la plaque Caraïbes relativement à la plaque Amérique du Nord, (DeMets et al., 2000). Les séismes principaux depuis 1564 sont représentés par les projections en surface des surfaces de rupture estimées. Les traits rouges représentent les ruptures de failles verticales (en décrochement).

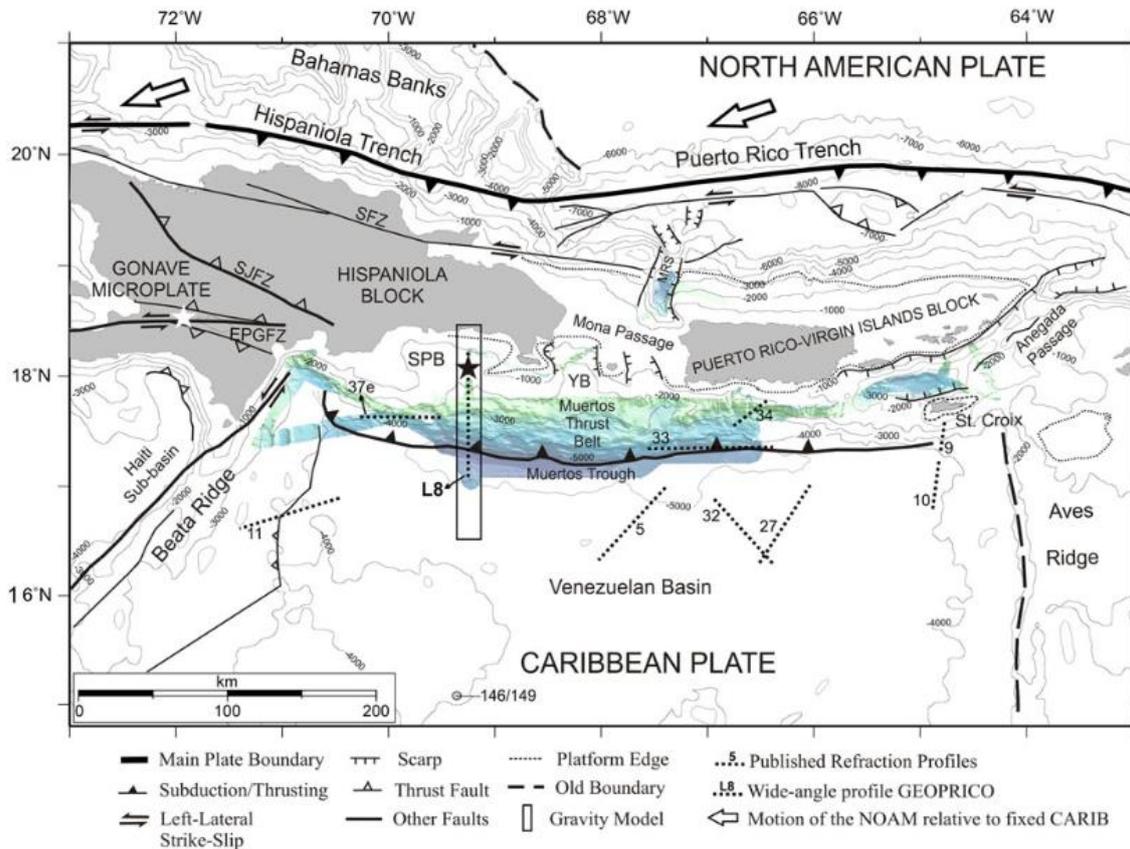


Illustration 39 - Contexte tectonique du Nord-Est de la plaque Caraïbes, d'après Bruña et al., (2010). La présente étude s'intéresse notamment aux événements associés à la fosse de Muertos, au sud d'Hispañola, au Passage d'Anegada, à l'est de Puerto Rico et à la fosse de Puerto Rico au nord de Puerto Rico.

Les scénarios choisis pour cette zone source reprennent les paramètres déterminés par Ali et al. (2008) pour simuler le séisme de 1751 (~ Mw 8) pour trois positions le long de la fosse de Muertos. La position historique à l'ouest du chevauchement, une seconde au centre et une dernière à l'est.

- **Scénario MUERTOS-1**, séisme historique de 1751 à partir des hypothèses de McCann (2006) et Ali et al. (2008) :

Position du centre de la faille	69.54°O 17.69°N
Profondeur du centre de la faille	12 km
Glissement moyen	3.5 m
Mécanisme au foyer	282 / 11 / 90
Longueur et largeur de la faille	150 km x 75 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	8

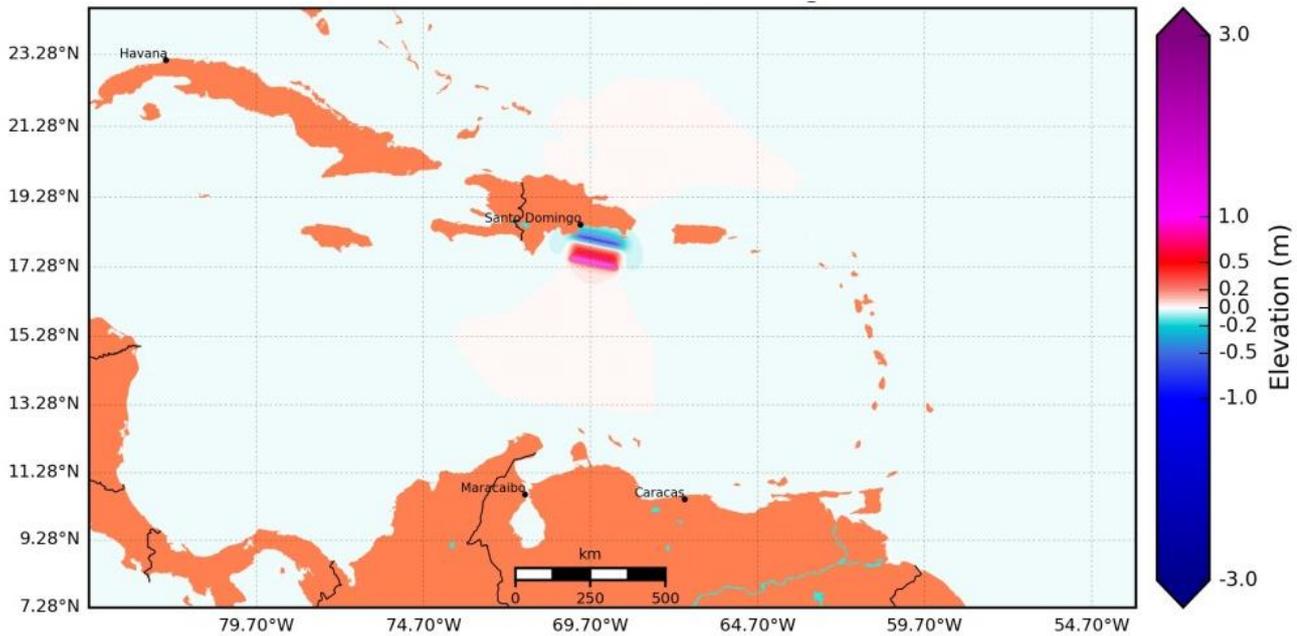


Illustration 40 - Scénario MUERTOS-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme historique de 1751 (M8) le long de la fosse de Muertos à partir des hypothèses de McCann (2006) et Ali et al. (2008)

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, cf. Illustration 68).

- **Scénario MUERTOS-2**, séisme historique de 1751 à partir des hypothèses de **McCann (2006) et Ali et al. (2008)**, déplacé au centre de la structure de Muertos :

Position du centre de la faille	68°O 17.5°N
Profondeur du centre de la faille	12 km
Glissement moyen	3.5 m
Mécanisme au foyer	270 / 11 / 90
Longueur et largeur de la faille	150 km x 75 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	8

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, cf. Illustration 68).

- **Scénario MUERTOS-3**, séisme historique de 1751 à partir des hypothèses de **McCann (2006)** et **Ali et al. (2008)**, déplacé à l'est de la structure de Muertos :

Position du centre de la faille	67°O 17.58°N
Profondeur du centre de la faille	12 km
Glissement moyen	3.5 m
Mécanisme au foyer	263 / 11 / 90
Longueur et largeur de la faille	150 km x 75 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.95

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, cf. Illustration 68).

### 6.3.2. Source sismique « Passage d'Anegada »

Le séisme des Iles Vierges du 18 novembre 1867 (Mw estimée à 7.5) et le tsunami induit ont été meurtriers et très destructeurs au Nord des Antilles. On y associe la valeur la plus importante de hauteur d'eau compilée dans le catalogue régional historique. Ce séisme est associé aux structures tectoniques du passage d'Anegada (Illustration 39), soumises à une déformation distensive active associée à des grabens importants orientés NE-SW. La sismicité associée y est importante.

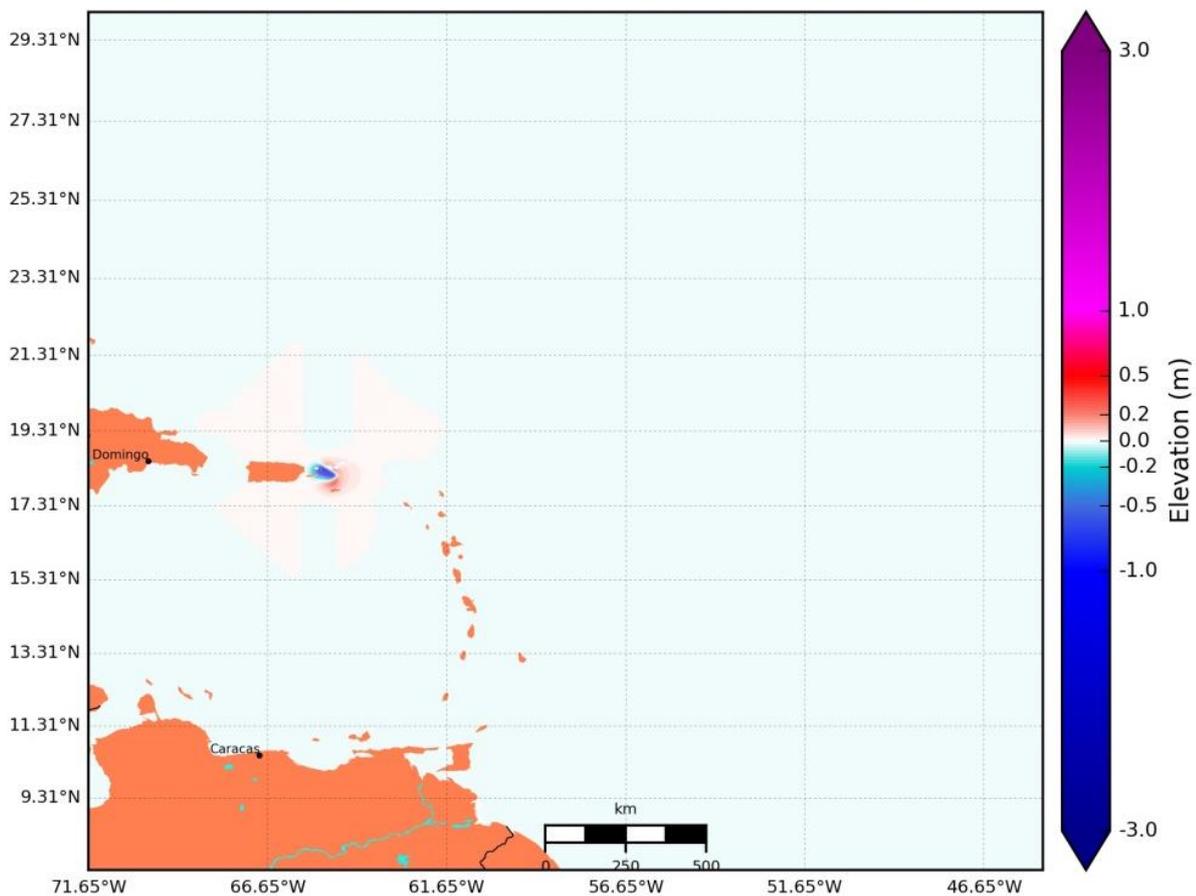
Différentes hypothèses issues de la littérature pour la caractérisation de la source de cet événement historique majeur ainsi que des scénarios tsunamigènes proposés dans la région du passage d'Anegada, ont été étudiées :

- Barkan et ten Brink (2010) ont cherché à caractériser les paramètres à la source du séisme de 1867 à travers des simulations du tsunami induit confrontées aux observations historiques. Ils proposent une localisation le long du mur nord du bassin des îles Vierges ou sur la plateforme nord du bassin, mais pas dans le bassin des îles Vierges ;
- Zahibo et al. (2003a et 2003b) simulent le tsunami à partir de l'hypothèse d'une localisation du séisme dans le bassin des îles Vierges ;
- Terrier et Bès-de-Berc (2007) intègrent deux scénarios associés à cet événement, d'ampleurs différentes ;
- L'exercice Caribe Wave 2011 : lors de l'exercice de crise proposé en 2011, le scénario proposé mettait en jeu deux séismes de magnitude 7.6 rompant à 5 minutes d'intervalle dans la région des îles Vierges.

Ces scénarios sont détaillés ci-après.

- **Scénario ANEGADA-1**, séisme historique de 1867 d'après les hypothèses de **Barkan et Ten Brick (2010)**, localisation le long du mur nord du bassin des îles Vierges.

Position du centre de la faille	65°O 18.167°N
Profondeur du centre de la faille	15 km
Glissement moyen	6 m
Mécanisme au foyer	120 / 45 / -45
Longueur et largeur de la faille	50 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.5



*Illustration 41 - Scénario ANEGADA-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme historique des îles Vierges de 1867 M7.5*

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario ANEGADA-2**, séisme historique de 1867 d'après les hypothèses de **Barkan et Ten Brick (2010)**, localisation sur la plateforme nord du bassin des îles Vierges.

Position du centre de la faille	65°O 18.2°N
Profondeur du centre de la faille	15 km
Glissement moyen	6 m
Mécanisme au foyer	135 / 45 / -45
Longueur et largeur de la faille	50 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.5

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario ANEGADA-3**, séisme historique de 1867 d'après les hypothèses de **Zahibo et al. (2003a et 2003b)** :

Position du centre de la faille	65°O 18°N
Profondeur du centre de la faille	15 km
Glissement moyen	6 m
Mécanisme au foyer	75 / 45 / -45
Longueur et largeur de la faille	50 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.5

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scenarios ANEGADA-4**, séisme historique de 1867, d'après les hypothèses de **Terrier et Bes-de-Berc (2007)**

Position du centre de la faille	65.13°O 18.12°N
Profondeur du centre de la faille	14 km
Glissement moyen	2.4 m
Mécanisme au foyer	70 / 70 / -90
Longueur et largeur de la faille	97 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.4

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scenarios ANEGADA-5**, d'après les hypothèses de **Terrier et Bes-de-Berc (2007)**, scénario majoré

Position du centre de la faille	65.13°O 18.12°N
Profondeur du centre de la faille	14 km
Glissement moyen	4.6 m
Mécanisme au foyer	70 / 70 / -90
Longueur et largeur de la faille	133 km x 33 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.8

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario ANEGADA-6**, d'après les mêmes hypothèses que l'exercice de crise **Caribe Wave 2011**, soit deux séismes de magnitude 7.7 chacun à 5 minutes d'intervalle :

Position du centre de la faille	65.26°O 18.21°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	4 m
Mécanisme au foyer	71 / 8 / -90
Longueur et largeur de la faille	60 km x 30 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.7

Position du centre de la faille	64.73°O 18.36°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	4 m
Mécanisme au foyer	71 / 8 / -90
Longueur et largeur de la faille	60 km x 30 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.7

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

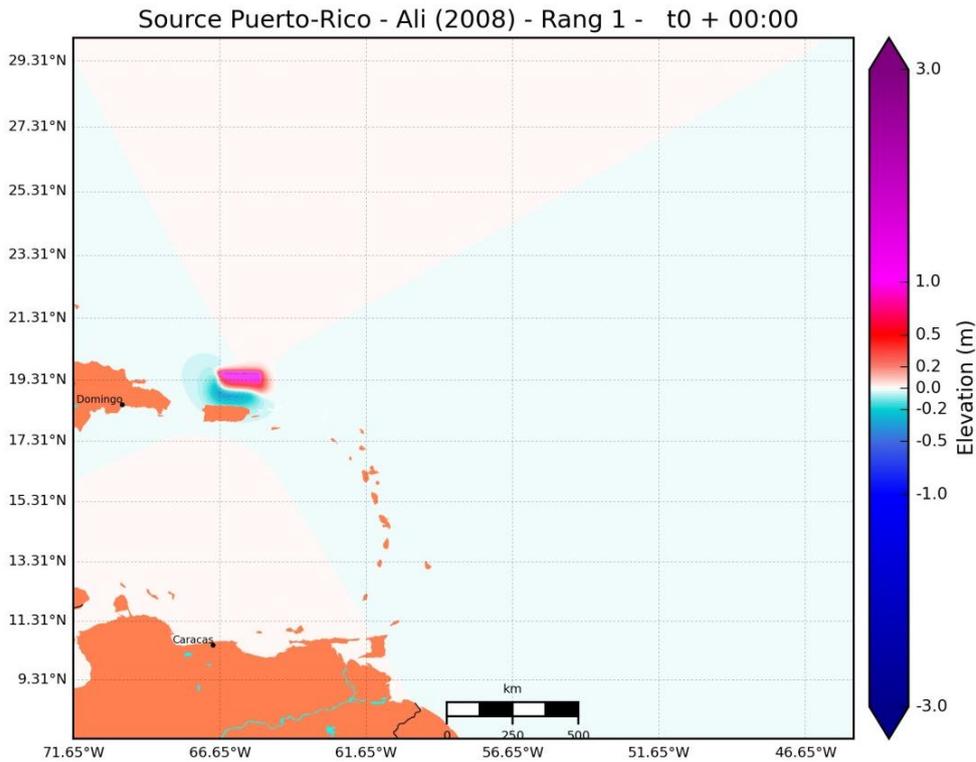
### 6.3.3. Source sismique « Fosse de Puerto Rico »

Le Nord-Est des Caraïbes accommode environ 2 cm par an de convergence oblique entre l'Amérique du Nord et la plaque Caraïbes (DeMets et al., 2000). La déformation

est distribuée entre la subduction oblique à faible pendage au niveau de la fosse de Puerto Rico et deux systèmes majeurs de failles décrochantes à l'intérieur de la plaque supérieure (illustrations 38 et 39), les failles d'Enriquillo et septentrionale. Ces différentes structures ont connu des séismes historiques majeurs (Illustration 38). En particulier, l'interface de subduction a subi des séismes importants le 02/05/1787 (Mw 8.0, McCann 2006) et le 04/08/1946 (Ms 8.1, Dolan and Wald, 1998). En ce qui concerne le tsunami, l'épicentre du séisme de 1946 permet à la Martinique de rester dans l'ombre d'Hispañola. Par contre, la présente étude analyse l'impact d'un tsunami généré par un séisme de subduction tel que celui de 1787. Pour cela, les caractéristiques de l'événement compilées par Ali et al. (2008) ont été retenues, et complétées par un second scénario pour lequel l'épicentre est déplacé vers l'est le long de la fosse de Puerto Rico.

- **Scénario PUERTORICO-1** : Séisme historique du 02/05/1787, à partir des hypothèses d'Ali et al. (2008)

Position du centre de la faille	66°O 19.25°N
Profondeur du centre de la faille	25 km
Glissement moyen	3.5 m
Mécanisme au foyer	90 / 25 / 60
Longueur et largeur de la faille	150 km x 75 km
Rigidité	30 GPa
Magnitude de moment Mw	8



*Illustration 42 - Scénario PUERTORICO-1 : Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d’Okada (1985) pour le séisme historique associé à la fosse de Puerto Rico (1787, M8) (Ali et al., 2008)*

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n’a fait l’objet de simulations que jusqu’au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario PUERTORICO-2** : Séisme historique du 02/05/1787 déplacé vers l’Est, à partir des hypothèses d’Ali et al. (2008)

Position du centre de la faille	64.5°O 19.25°N
Profondeur du centre de la faille	25 km
Glissement moyen	3.5 m
Mécanisme au foyer	90 / 25 / 60
Longueur et largeur de la faille	150 km x 75 km
Rigidité	30 GPa
Magnitude de moment Mw	8

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n’a fait l’objet de simulations que jusqu’au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

Les séismes historiques associés à une structure tectonique donnée ne sont pas forcément représentatifs des événements les plus importants que l'on pourrait y attendre. Grilli et al. (2010) réalisent des simulations de l'impact de tsunamis le long de la côte Est des USA ainsi que le long de la côte de Puerto Rico à partir de séismes majeurs qui rompraient une plus grande partie de l'interface de la subduction de Puerto Rico que celle rompue lors des séismes historiques connus. Ils envisagent deux scénarios : Mw 8.7 et Mw 9.1. Ces événements extrêmes correspondraient à la rupture de l'ensemble de la structure en jeu. Cette hypothèse est reprise pour l'étude de l'aléa tsunami sur l'île d'Hispañola (Grilli et al., 2015).

- **Scénario PUERTORICO-3** : Interface subduction à partir des hypothèses de Grilli et al. (2010)

Position du centre de la faille	66°O 19.5°N
Profondeur du centre de la faille	40 km
Glissement moyen	2.97 m
Mécanisme au foyer	92 / 15 / 50
Longueur et largeur de la faille	600 km x 150 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.7

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario PUERTORICO-4** : Interface subduction à partir des hypothèses de Grilli et al. (2010)

Position du centre de la faille	66°O 19.5°N
Profondeur du centre de la faille	40 km
Glissement moyen	11.9 m
Mécanisme au foyer	92 / 15 / 50
Longueur et largeur de la faille	600 km x 150 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	9.1

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

#### 6.3.4. Source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles »

Au niveau de la fosse des Petites Antilles, les plaques Nord et Sud-Américaine plongent sous la plaque Caraïbes à une vitesse de 2 cm/an en suivant une direction ENE-OSO (DeMets et al., 2000). L'interface de subduction n'a pas produit de très grands séismes pendant la période instrumentale et la sismicité y reste relativement modérée. Deux séismes historiques sont associés à une rupture de l'interface : le 11/01/1839 (Mw 8, Feuillet et al., 2011) face à la Martinique et le 08/02/1843 (Mw 8.5, Feuillet et al., 2011) au large de la Guadeloupe (Illustration 43).

La magnitude du séisme de 1843 a été le sujet d'un certain débat. Bernard et Lambert (1988) y associent une magnitude M7.5-8, Feuillet et al. (2011) proposent une magnitude de 8.5, en expliquant la faible ampleur du tsunami par une rupture de la partie la plus profonde de l'interface de subduction. Enfin, Hough (2013) a compilé des données macrosismiques relevées en champ lointain (Etats-Unis) afin de mieux contraindre la position et la taille du séisme de 1843. Elle y associe une magnitude comprise entre Mw~8.4 et 8.7 en fonction de la position de l'hypocentre et estime que cet événement fait partie des « *megathrust events* » (méga séisme associé à une interface de subduction) ayant rompu une interface de subduction.

En outre, Hough (2013) rappelle que tous les séismes majeurs (Mw > 8.5) ne génèrent pas des tsunamis. Certains ne se produisent pas au niveau d'une interface de subduction (comme le séisme du 11 avril 2012, à Sumatra, Mw 8.6 qui fut un séisme en décrochement). Par ailleurs, certains « *megathrust events* » ne génèrent que des tsunamis modérés. C'est le cas du tsunami généré suite au séisme de Nias (Sumatra), le 28 mars 2005 (Mw 8.6) dont l'amplitude n'excéda en général pas 1-2 m (Briggs et al., 2006). Plusieurs explications peuvent être proposées, en particulier le fait que pendant la rupture, le glissement le plus important au niveau de la faille rompue (donc la partie de la faille la plus tsunamigène) s'est produit à l'aplomb d'une zone émergée ou couverte par une faible colonne d'eau, minimisant ainsi l'ampleur du tsunami. Par ailleurs, une rupture de la partie la plus profonde de l'interface, rupture n'atteignant pas la surface, contribuerait également à minimiser le tsunami induit (contrairement aux événements de Sumatra ou Tohoku où la rupture s'est propagée jusqu'à la surface).

Ainsi, afin d'étayer cette hypothèse permettant d'expliquer la faible ampleur du tsunami historique observé en 1843, malgré une magnitude importante, grâce à une rupture de la partie profonde de l'interface de subduction, une simulation spécifique a été réalisée associant les caractéristiques de la source du séisme de Nias (2005, sud Sumatra, Mw 8.6) adapté au contexte des Antilles (notamment compatible avec les travaux de Laigle et al., 2013) et un épicentre et une magnitude déterminés par Hough (2013) pour le séisme de 1843. Enfin, le pendage et l'angle de glissement ont été choisis de manière à rester compatibles avec le séisme interplaque du 3 février 2017, qui s'est produit à l'interface, à 45 km de profondeur, au Nord-Est de la Martinique (Mw ~5.8). Les paramètres de source suivants ont été utilisés pour simuler l'ampleur du tsunami aux deux points pour lesquels la base tsunamis.brgm.fr propose des observations de hauteur d'inondation :

Position du centre de la faille	61.40°O 16.55°N
Profondeur du centre de la faille	45 km
Glissement moyen	4.2 m
Mécanisme au foyer	147 / 25 / 104
Longueur et largeur de la faille	200 km x 75 km
Rigidité	68 GPa
Magnitude de moment Mw	8.4

Les observations historiques sont cohérentes avec l'ampleur du tsunami ainsi modélisé. Ainsi, à Saint-John's (Antigua) et à Pointe-à-Pitre, respectivement 0,6 m et 0,5 m de hauteur d'inondation ont été relevés lors du tsunami de 1843, alors que les élévations maximales du plan d'eau simulées ici sont respectivement ~0,8 m et ~0,6 m. Ces valeurs restent approximatives et sont obtenues pour des simulations réalisées à partir de bathymétries peu précises (~900 m et ~300 m de résolution). L'analyse détaillée de cet événement historique n'étant pas l'objet de la présente étude, il n'est pour le moment pas envisagé ici d'affiner ces résultats. Il faudrait pour cela à la fois réaliser une analyse paramétrique sur la source du séisme ainsi que des simulations à plus haute résolution. L'objectif d'une étude sur l'aléa tsunami est plutôt de considérer les « *worst credible cases* » ou scénarios majorant crédibles.

En outre, l'analyse de l'histoire des ruptures des grandes interfaces de subduction a montré que le mode de rupture ne semble pas unique. Ce qui implique que dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'écarter l'hypothèse qu'une région comme celle de la région épiscopale du séisme de 1843 (séisme historiquement peu tsunamigène) pourrait subir un mode de rupture plus propice à la génération d'un tsunami tel que ceux que l'on peut rencontrer dans le cas de séismes interplaques de subduction majeurs ( $M_w \geq 8.5$ ). Dans le cas du séisme de Tohoku au Japon en 2011 ( $M_w 9.0$ ), les radiations haute fréquence qui génèrent des mouvements forts (donc des dégâts) ont été générées au niveau de l'interface rompue à des profondeurs plus importantes que les radiations plus basse fréquence (qui elles furent plus superficielles et générèrent le grand tsunami, Lay et al., 2012). De tels résultats suggèrent que les ruptures des grands séismes interplaques de subduction peuvent être complexes, et subir des variations de leurs caractéristiques et de l'énergie émise non seulement au cours du temps, mais également en fonction de leur position.

L'absence de très grands séismes récents associée à un mécanisme interplaque de subduction rend difficile l'estimation de l'aléa sismique. La question du couplage de la zone de subduction reste sujet de discussions scientifiques (un fort couplage étant associé au blocage d'une faille et à sa capacité à générer un séisme majeur), le long de l'arc antillais en général et en particulier au sud de l'arc. Hayes et al. (2014) considèrent que l'interface de subduction au large de la Guadeloupe a accumulé assez de déformation pour provoquer un séisme de magnitude  $M_w \sim 8.2 \pm 0.4$ . La plaque Caraïbes au niveau de l'arc des Petites Antilles est le siège d'une déformation active. D'après Leclerc (2014), cela pourrait indiquer que la subduction est couplée (donc

bloquée et potentiellement sismogène sur le long terme). En effet, des modélisations de subduction oblique ont montré que le partitionnement des mouvements se produit lorsque le couplage de l'interface est important (Chemenda et al., 2000). Or le mouvement le long de l'arc antillais est partitionné entre le mouvement au niveau de l'interface et la déformation le long de structures actives crustales présentes le long de l'arc et de l'avant arc.

L'estimation du potentiel sismogène d'une région peut se faire à partir de l'analyse de séismes historiques et à partir de l'analyse du comportement mécanique et de la tectonique. Or les catalogues de sismicité historique ne sont généralement pas représentatifs du comportement sismogène d'une région, ce qui est particulièrement vrai dans le cas des Antilles.

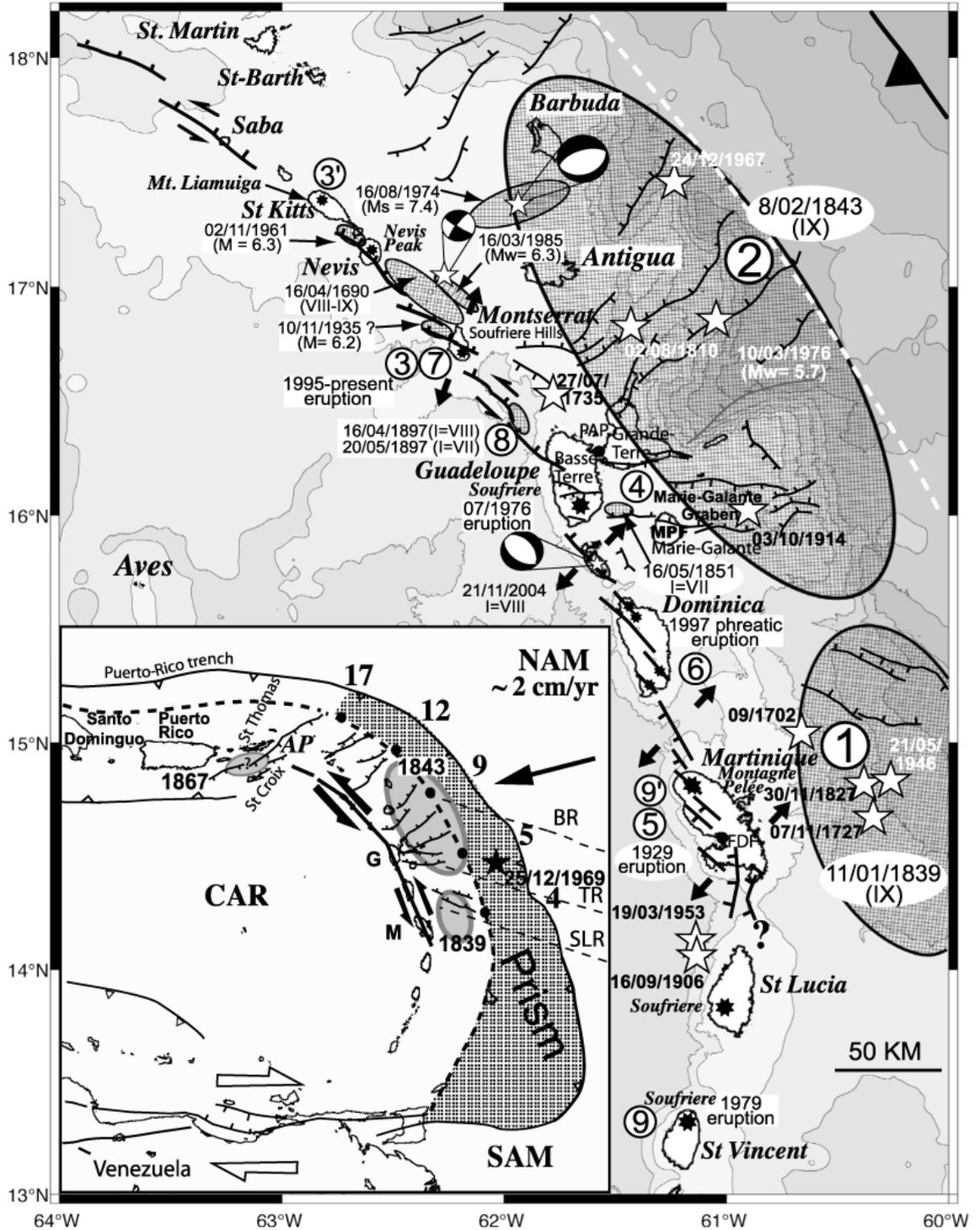


Illustration 43 - Failles actives et volcanisme dans l'arc des Petites Antilles, d'après Feuillet et al. (2011). Les étoiles blanches représentent les séismes de magnitude supérieure à 6. Les grandes ellipses montrent l'étendue supposée des ruptures des événements historiques de 1839 et 1843.

Si le comportement de la subduction des Petites Antilles n'est pas encore contraint, de récentes campagnes en mer (voir par exemple Evain et al., 2013 et Laigle et al., 2013) ont permis de mieux caractériser la géométrie de l'interface de subduction en profondeur. En parallèle, les limites en profondeur de la zone potentiellement sismogénique ont été étudiées (Illustration 44) afin de mieux contraindre l'épaisseur de la zone sismogénique qui s'avère être trois fois plus importante que pour d'autres subductions intra-océaniques (Laigle et al., 2013). La limite en profondeur de l'interface sismogénique est traditionnellement marquée par le contact entre le Moho de la plaque supérieure (c'est-à-dire la limite entre la croûte et le manteau supérieur) et la plaque plongeante. Or il semblerait que l'interface sismogénique puisse se terminer en profondeur au-delà de cette frontière théorique, c'est-à-dire au niveau du contact entre la plaque plongeante et le manteau de la plaque supérieure (e.g. Heuret et al., 2011), zone traditionnellement considérée comme asismique. Dans l'arc des Petites Antilles, l'interface sismogénique dépasse en profondeur la position du Moho de la plaque Caraïbes (Laigle et al., 2013) : des séismes « *deep flat thrust* » étant observés jusqu'à 45 km de profondeur, à l'interface entre la plaque plongeante et le manteau caribéen (illustrations 45 et 46).

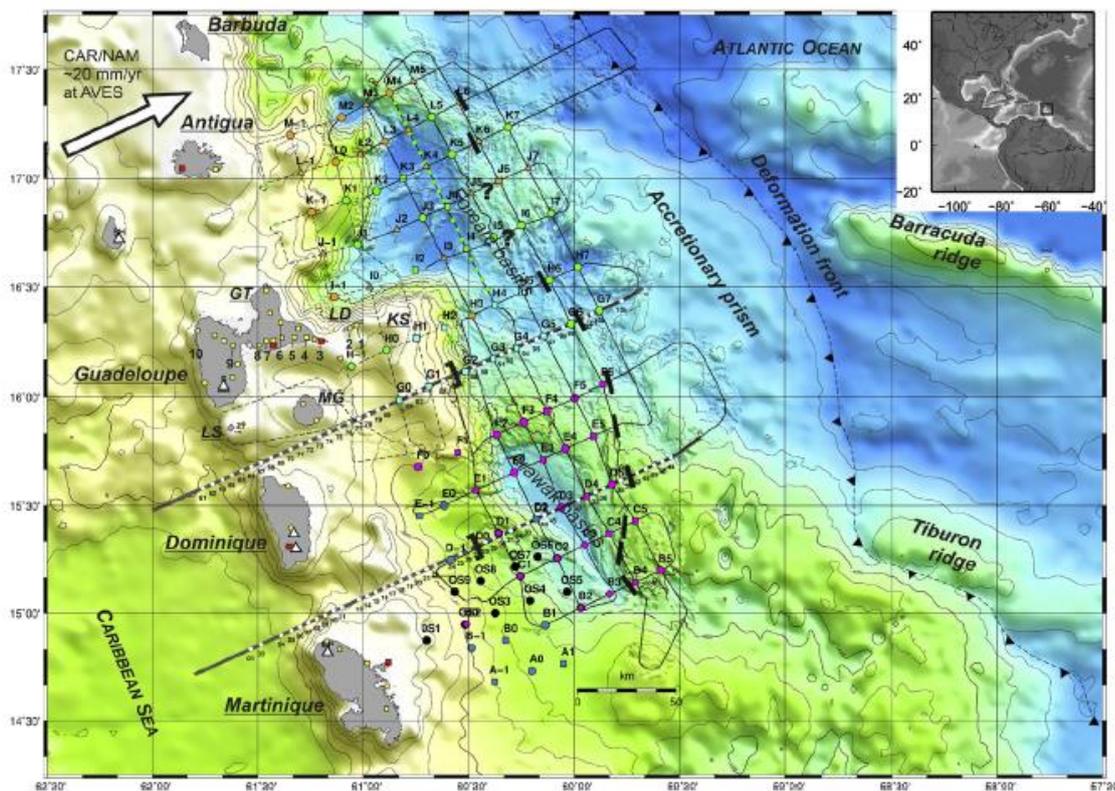


Illustration 44 - Position des campagnes marines réalisées dans l'arc des Petites Antilles, d'après Laigle et al. (2013). La ligne noire en pointillé symbolise la limite supérieure du backstop, considéré comme la limite supérieure de la zone sismogénique.

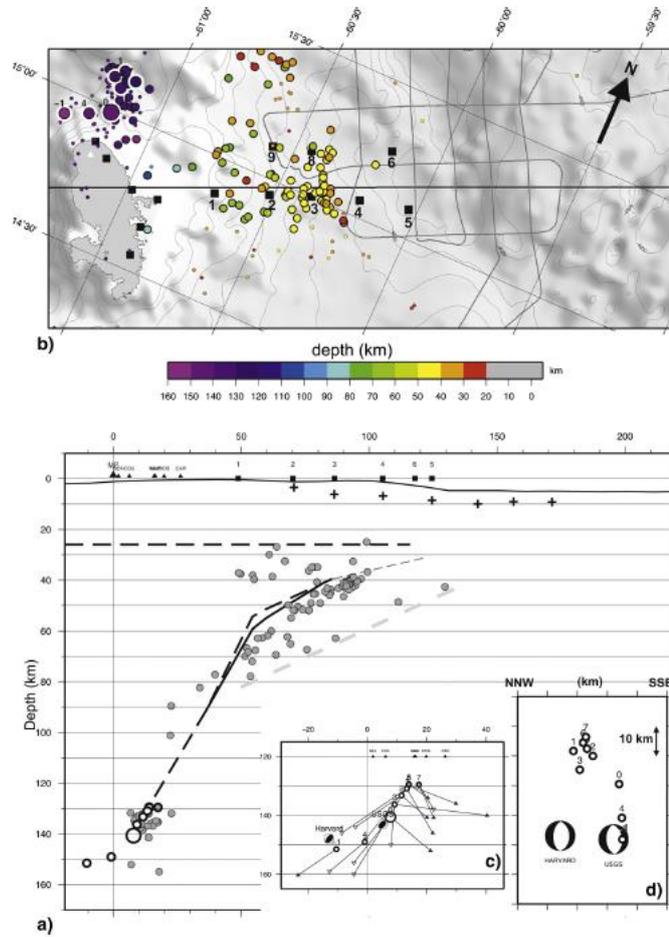


Illustration 45 - Carte de sismicité (oct. 2007-sept. 2008) et coupe verticale dans la région de la Martinique, d'après Laigle et al., (2013). La ligne noire en pointillés représente le Moho de la plaque Caraïbe.

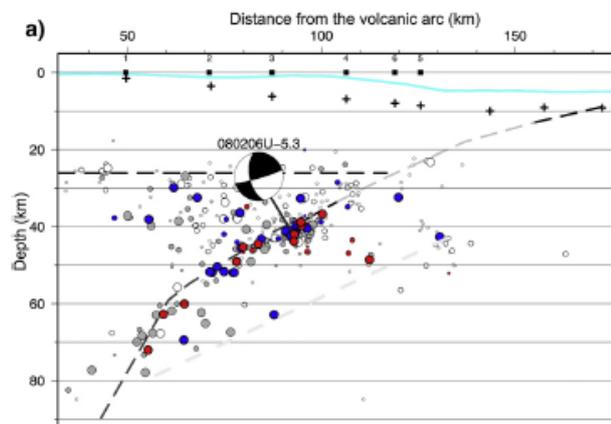


Illustration 46 - Coupe verticale montrant la sismicité au large de la Martinique, d'après Laigle et al. (2013), la position en profondeur du Moho de la plaque Caraïbe (pointillés) et de l'interface.

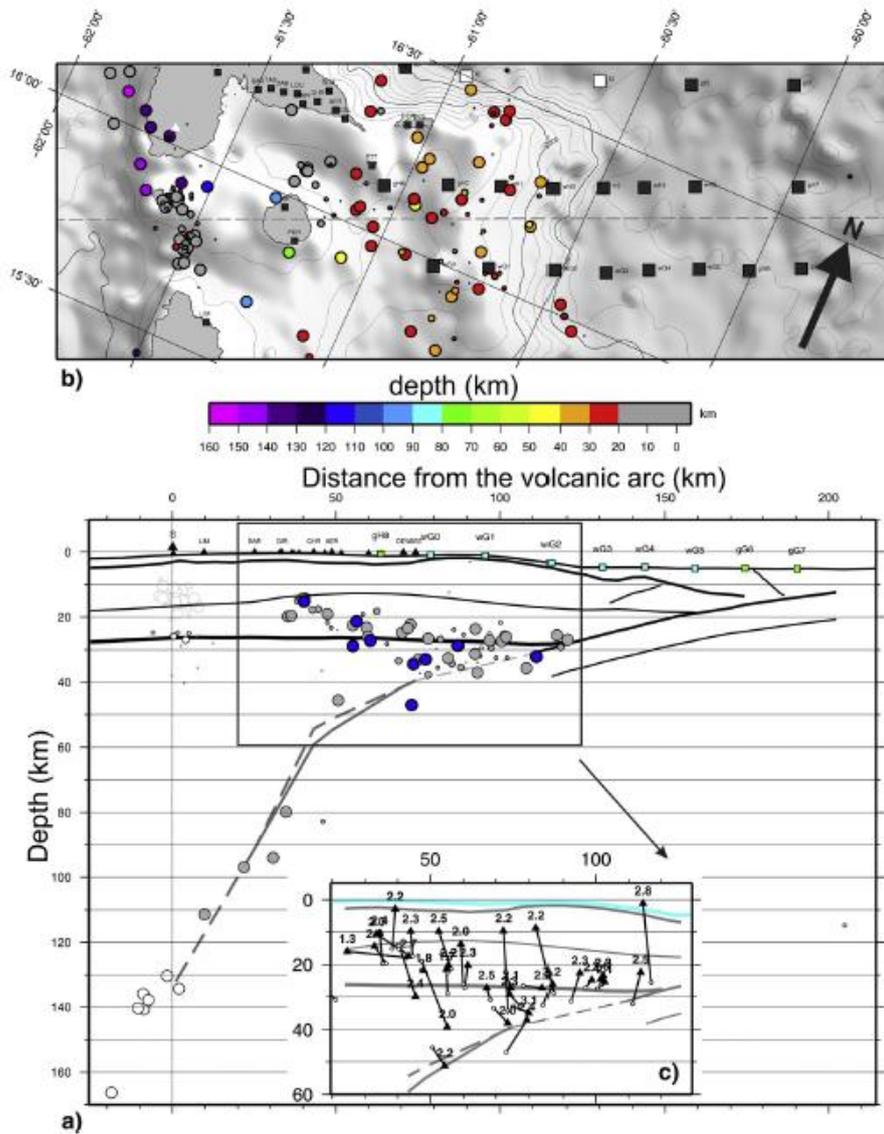


Illustration 47 - D'après Laigle (2013) : sismicité au large de la Guadeloupe (4 mois d'enregistrement en 2007) et modèle structural de la plaque supérieure et de l'interface.

La subduction des Petites Antilles est la zone source sismique qui peut générer les tsunamis les plus dommageables pour la Martinique, d'une part à cause de la dimension et des caractéristiques des séismes que l'on peut y attendre, mais aussi à cause de la proximité des îles par rapport à cette zone source.

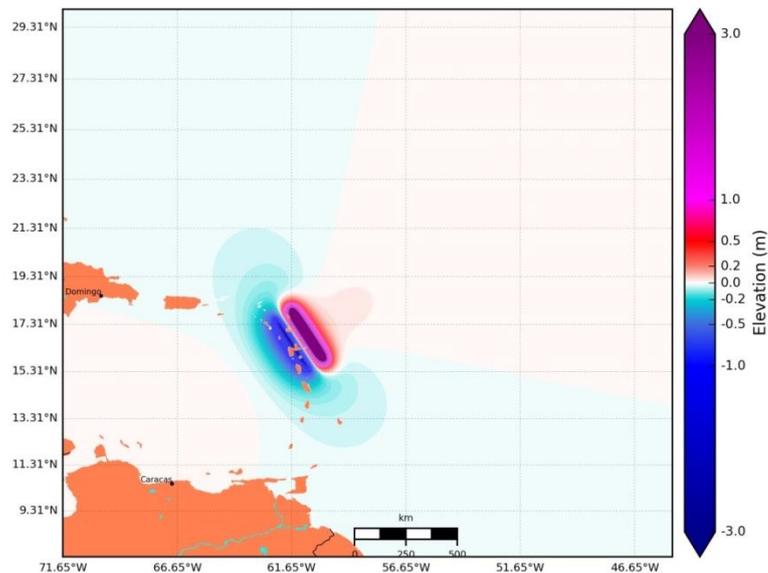
Comme expliqué précédemment, il existe donc une forte incertitude sur les mécanismes tectoniques et le potentiel tsunamigène associé au niveau de cette subduction. Une valeur seuil de magnitude 8.5 est choisie pour hiérarchiser les scénarios et ainsi distinguer les méga événements dont l'éventualité n'est pas le sujet de la présente étude mais qui peuvent être l'objet de discussions scientifiques, voire de

controverses. La carte des résultats présentée en Illustration 86 tient compte de cette valeur seuil. En outre, il est rappelé que les scénarios de la Cartographie Départementale du Risque Sismique CDRS (Belvaux et al., 2014) et ceux d'Harbitz et al. (2012) ont considéré un séisme de subduction de référence de Mw 8.

11 scénarios concernant la subduction sont proposés et décrits ci-après.

- A partir des hypothèses de **Feuillet et al. (2011)**, hypothèses qui semblent compatibles avec l'étendue de la zone sismogénique cartographiée par Laigle et al. (2013) :
  - **Scénario SUBDUCTION-1** : Séisme de subduction « type 1843 » ayant rompu la partie profonde de l'interface.

Position du centre de la faille	61.17°O 16.73°N
Profondeur du centre de la faille	40 km
Glissement moyen	15 m
Mécanisme au foyer	147 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	300 km x 75 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.8 <sup>4</sup>



*Illustration 48 - Scénario SUBDUCTION-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme « type 1843 » (M8.5) associé à la subduction des Petites Antilles*

<sup>4</sup> Cette valeur a été estimée dans le cadre de cette étude à partir des caractéristiques de la rupture et diffère légèrement de celle proposée initialement par Feuillet et al. (2011), Mw 8.5.

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-2** : Séisme « type 1839 »

Position du centre de la faille	60.3°O 14.8°N
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	8 m
Mécanisme au foyer	160 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	140 km x 50 km
Rigidité	40 GPa
Magnitude de moment Mw	8.2 <sup>5</sup>

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-3** : Séisme « type 1843 » déplacé à l'épicentre du séisme de 1839, superficiel

Position du centre de la faille	60.3°O 14.8°N
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	15 m
Mécanisme au foyer	160 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	300 km x 75 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.7

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-4** : Séisme « type 1843 » déplacé à l'épicentre du séisme de 1839, profond

Position du centre de la faille	60.3°O 14.8°N
Profondeur du centre de la faille	50 km
Glissement moyen	15 m
Mécanisme au foyer	160 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	300 km x 75 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.8

---

<sup>5</sup> Cette valeur a été estimée dans le cadre de cette étude à partir des caractéristiques de la rupture et diffère légèrement de celle proposée initialement par Feuillet et al. (2011).

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-5** : A partir des hypothèses de **Harbitz et al. (2012)**

Position du centre de la faille	61.47°O 16.71°N
Profondeur du centre de la faille	35 km
Glissement moyen	6 m
Mécanisme au foyer	166 / 11 / 97
Longueur et largeur de la faille	173 km x 55 km
Rigidité	45 GPa
Magnitude de moment Mw	8.2

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-6** : A partir des hypothèses de **Terrier et Bes-de-Berc (2007)**, scénario majoré, localisation modifiée afin d'intégrer les résultats de Laigle et al. (2013) :

Position du centre de la faille	61.17°O 16.73°N
Profondeur du centre de la faille	40 km
Glissement moyen	16.3 m
Mécanisme au foyer	140 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	394 km x 60 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.1

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-7** : **Hayes et al. (2013)** analysent l'aléa sismique et tsunami associés à la subduction des Petites Antilles, au large de la Guadeloupe et proposent un ensemble de scénarios réalistes (Mw 7.6-8.6). A partir de ses hypothèses, on considère :

Position du centre de la faille	60.3°O 16°N
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	0.7 m
Mécanisme au foyer	150 / 14 / 100
Longueur et largeur de la faille	350 km x 120 km
Rigidité	40 GPa
Magnitude de moment Mw	8

Du fait de son impact plus limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Hough (2013)** identifie différents couples localisation-magnitude possibles pour expliquer le séisme historique de 1843 (pas de modèle unique mais un ensemble de localisation-Mw envisageables). Parmi les hypothèses de Hough (2013), on considère :
  - **Scénario SUBDUCTION-8** : Proche Guadeloupe

Position du centre de la faille	61.375°O 16.5°N
Profondeur du centre de la faille	50 km
Glissement moyen	5 m
Mécanisme au foyer	150 / 20 / 90
Longueur et largeur de la faille	350 km x 70 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.5

Du fait de son impact plus limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-9** : Au large de la Guadeloupe, l'une des hypothèses maximale de Hough (2013), compatible avec l'hypothèse maximale de Hayes et al. (2013), c'est-à-dire correspondant à un scénario pour lequel l'ensemble de l'arc rompt (hypothèse correspondant à la rupture conjointe des séismes de 1843 et de 1839)

Position du centre de la faille	60°O 15°N
Profondeur du centre de la faille	40 km
Glissement moyen	2.6 m
Mécanisme au foyer	150 / 14 / 90
Longueur et largeur de la faille	650 km x 140 km
Rigidité	50 GPa
Magnitude de moment Mw	8.6

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Gutscher et al. (2013)** cherchent à estimer l'étendue mécanique de la zone sismogène associée à l'interface de la subduction des Petites Antilles à partir de modèles thermiques. Ils proposent différentes hypothèses, parmi lesquels un événement modéré et un événement majorant ont été ici considérés :

- **Scénario SUBDUCTION-10** : Proche de la Guadeloupe

Position du centre de la faille	61.17°O 16.73°N
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	3 m
Mécanisme au foyer	150 / 14 / 90
Longueur et largeur de la faille	100 km x 80 km
Rigidité	40 GPa
Magnitude de moment Mw	7.9

Du fait de son impact plus limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario SUBDUCTION-11** : Barbade, hypothèse maximale (parfois controversée par la communauté scientifique) correspondant à une accumulation de contrainte pendant 500 ans au sud de la subduction

Position du centre de la faille	60°O 14°N
Profondeur du centre de la faille	30 km
Glissement moyen	9 m
Mécanisme au foyer	150 / 14 / 90
Longueur et largeur de la faille	400 km x 200 km
Rigidité	40 GPa
Magnitude de moment Mw	8.9

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

### 6.3.5. Source sismique « Ride de Sainte Lucie »

A l'Est de la subduction antillaise, trois rides océaniques de direction ONO-ESE sont identifiées. Elles subduisent en face de Barbuda, de la Désirade et de la Martinique, ce sont respectivement les rides de Barracuda, de Tiburon et de Sainte Lucie (Illustration 49). La ride de Sainte Lucie est localisée au niveau de la transition entre deux régimes crustaux, avec au sud, la présence du prisme d'accrétion des Barbades et au nord la présence de familles de failles normales crustales associées à la convergence oblique de la subduction.

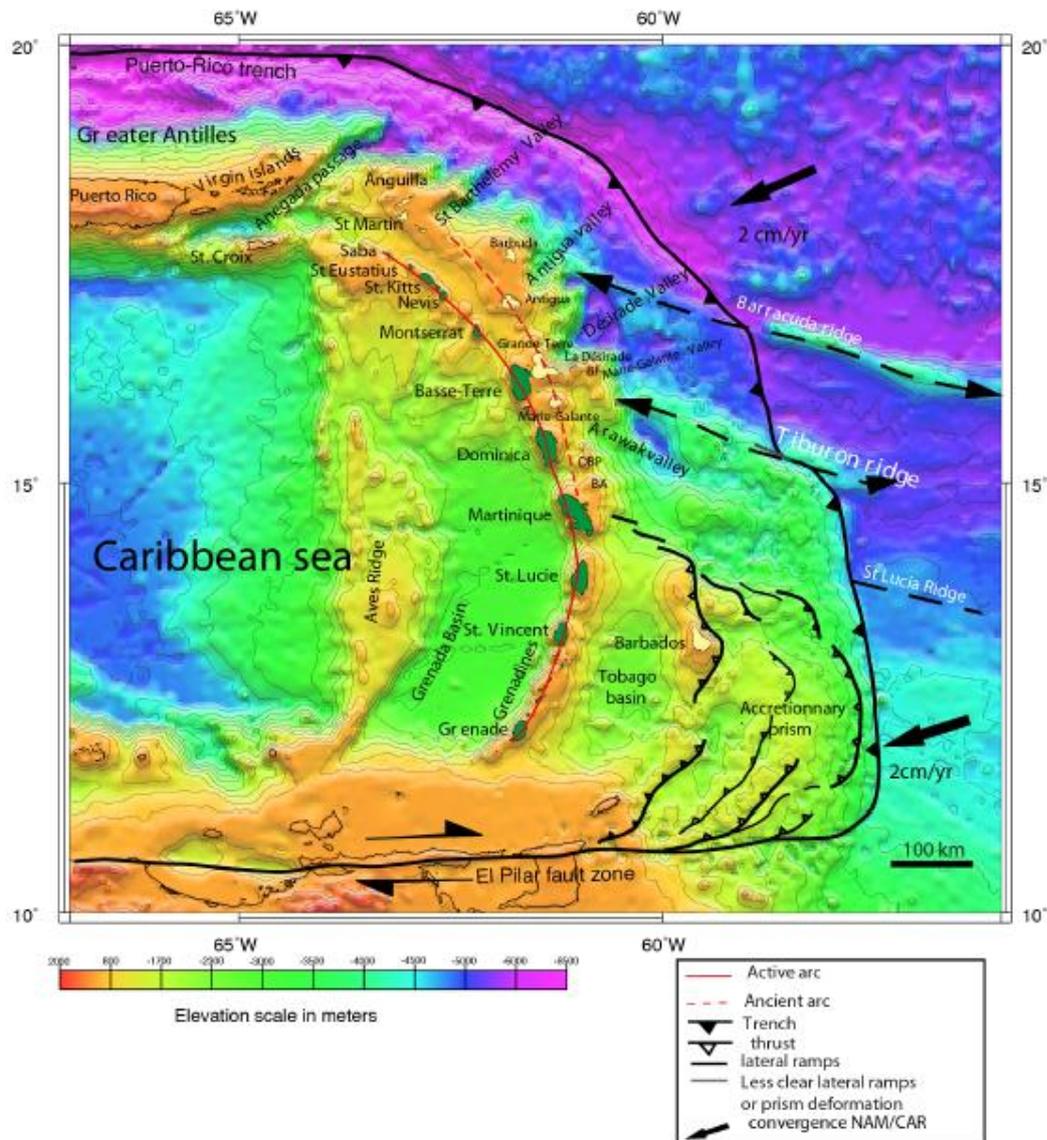


Illustration 49 - Carte bathymétrique de l'arc antillais, d'après Leclerc ,2014. Les rides sont en traits noirs pointillés.

La sismicité crustale instrumentale est modérée vers le Sud à partir de la Dominique. Quelques séismes sont enregistrés dans le canal de la Dominique (Leclerc, 2014). Un événement historique a eu lieu en 1906 entre la Martinique et Sainte-Lucie mais il est peu décrit ( $M \sim 7$ ). Le séisme historique du 25/12/1969 ( $M7.6$ , Lander et al., 2002) s'est produit entre l'arc et le front de déformation, dans la région de la ride de Tiburon. Stein et al. (1983) y associent un mécanisme de faille normale ( $M_s 7.5$ ). Le tsunami induit par ce séisme aurait été observé en Guadeloupe, dans la baie de Marigot à Terre de Haut (Les Saintes) avec des vagues de 0,46 m de hauteur observées à la Barbade (source BRGM/tsunamis.brgm.fr). Si l'on considère que les rides de Tiburon et de Sainte Lucie

peuvent avoir des similitudes, un scénario de séisme du type 1969 pourrait être envisageable au niveau de la ride de Sainte-Lucie. Ce scénario reste toutefois hypothétique.

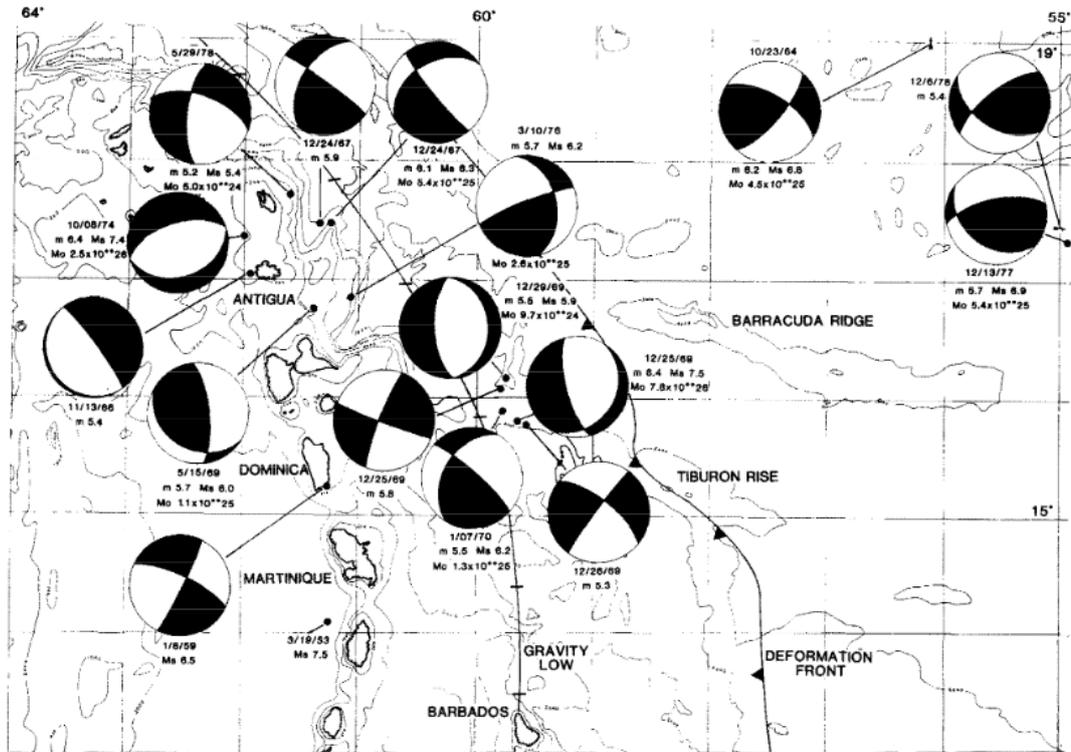


Illustration 50 - Sismicité 1950-1978 incluant le séisme du 25/12/1969, d'après Stein et al., 1983.

- A partir des hypothèses de Terrier et Bes-de Berc (2007), on considère :
  - Scénario RIDESTELUCIE-1 : Séisme type 1969

Position du centre de la faille	60.287°O 15.31°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	2.8 m
Mécanisme au foyer	290 / 45 / 135
Longueur et largeur de la faille	110 km x 26 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.5

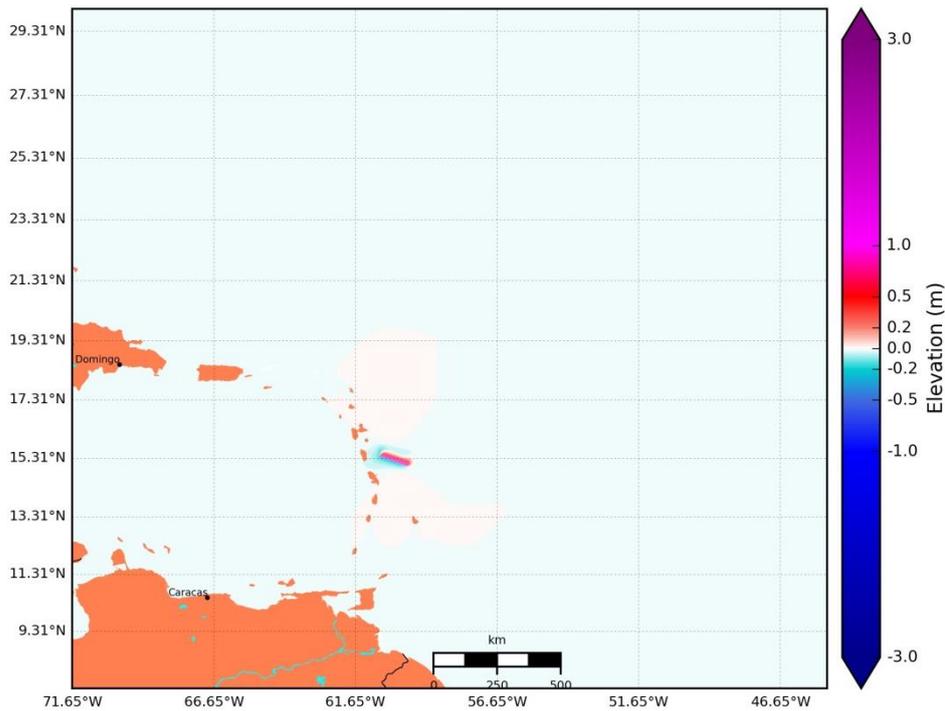


Illustration 51 - Scénario RIDESTELUCIE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme au niveau de la ride de Sainte-Lucie (M7.5)

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario RIDESTELUCIE-2** : Séisme type 1969 majoré

Position du centre de la faille	60.287°O 15.31°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	5.4 m
Mécanisme au foyer	290 / 45 / 135
Longueur et largeur de la faille	152 km x 36 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.9

Du fait de son impact marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

### 6.3.6. Source sismique « Prisme de la Barbade »

Le prisme d'accrétion de la Barbade s'étend au Sud de l'arc des Petites Antilles, à l'Ouest entre le front de subduction des Petites Antilles et les bassins d'avant-arc à l'Est (voir par exemple Westbrook et al., 1988). Au Sud, la couverture sédimentaire de la plaque subduite est épaisse de plusieurs kilomètres (Illustration 49, d'après Leclerc,

2014). Le prisme s'étale sur environ 300 km de large et 10 km de haut. Le prisme de la Barbade est entrecoupé de failles inverses parallèles à la subduction (Illustration 49). Les séismes y sont peu fréquents mais le séisme du 16 juillet 2015 (Mw 6.5) rappelle que certaines structures peuvent être actives. Cet événement récent s'est produit au Nord-Est de la Barbade, dans la région du Nord du prisme de la Barbade dans laquelle des structures orientées parallèlement aux rides de Sainte Lucie, ou de Tiburon ont été cartographiées (Illustration 49). Ce séisme n'a pas été tsunamigène, son mécanisme en décrochement ne générant pas de déformation verticale majeure du fond marin. Il semblerait que le séisme historique tsunamigène du 24 avril 1767 (e.g. <http://tsunamis.brgm.fr>) se produisit dans cette région (« Martinique and Barbados », Lander et al., 2002). D'après Lambert et Terrier (2011), le tsunami induit par ce séisme a été observé en Martinique, avec des hauteurs d'eau de l'ordre de 1 m à La Trinité et au François.

Cette région reste peu connue (structure, potentiel sismogénique). L'activité sismique récente y est modérée. Terrier et Bès-de-Berc (2007) proposent d'y associer un séisme de référence dans le cadre d'un zonage sismotectonique basé sur la longueur maximale estimée des systèmes de failles inverses.

Des travaux publiés ces dernières semaines apportent déjà certaines réponses. D'après l'article récemment paru de Gonzalez et al. (2017), il semblerait qu'un certain nombre d'événements se produisant entre l'arc et le front du prisme, à l'intérieur de la plaque plongeante seraient associés à des mécanismes de type « outer-rise ». Ces éléments très récents (juin 2017) n'ont pas pu être intégrés à la présente étude.

- A partir des hypothèses de **Terrier et Bès-de-Berc (2007)**, on considère :
  - **Scénario PRISMEBARBADE-1**

Position du centre de la faille	59.949°O 13.737°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	0.7 m
Mécanisme au foyer	190 / 45 / 90
Longueur et largeur de la faille	50 km x 20 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	6.8

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations qu'au **Rang 3** (Illustration 68).

- **Scénario PRISMEBARBADE-2** : hypothèse initiale majorée

Position du centre de la faille	59.949°O 13.737°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	1.3 m

Mécanisme au foyer	190 / 45 / 90
Longueur et largeur de la faille	69 km x 27 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.1

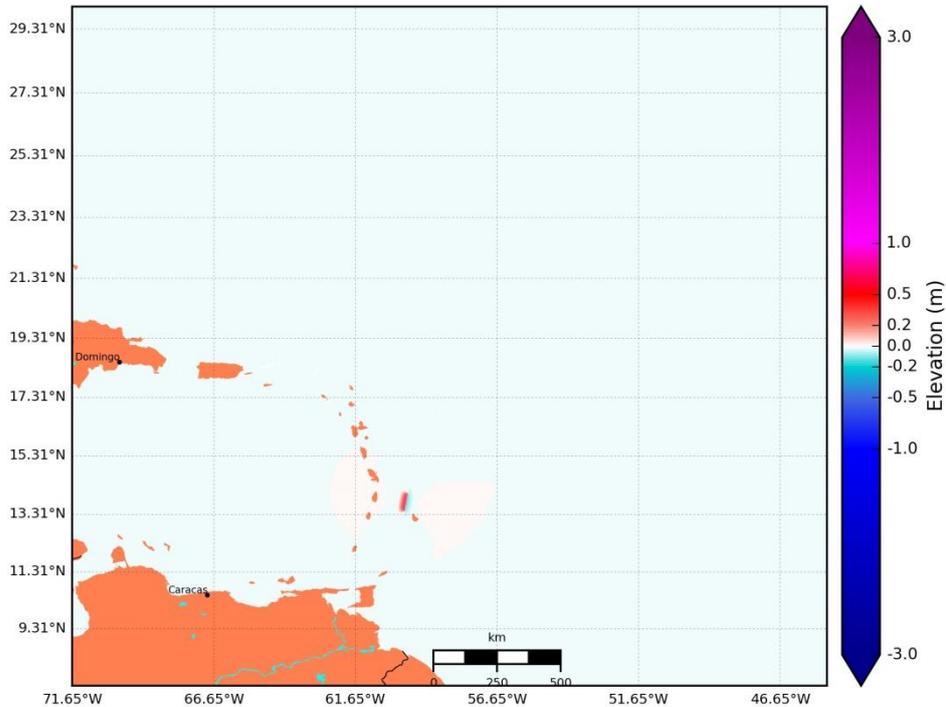


Illustration 52 - Scénario PRISMEBARBADE-2 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme en faille inverse au niveau du prisme de la Barbade (M7.1, d'après Terrier et Bès de Berc, 2007).

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario PRISMEBARBADE-3** : variante de PRISMEBARBADE-1 avec un autre hypocentre compatible avec la cartographie des failles est proposé

Position du centre de la faille	59.657°O 13.667°N
Profondeur du centre de la faille	10 km
Glissement moyen	0.7 m
Mécanisme au foyer	190 / 45 / 90
Longueur et largeur de la faille	50 km x 20 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	6.8

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations qu'au **Rang 3** (Illustration 68).

### 6.3.7. Source sismique « Graben de Marie-Galante »

La convergence des plaques nord Amérique et Caraïbe est oblique et cette obliquité augmente vers le nord en même temps que la courbure de la subduction. La composante tangentielle de la convergence augmente avec la courbure de la subduction vers le Nord, allant de 4 mm/an dans la région de la Martinique à 17 mm/an au nord de Saba (Feuillet et al., 2010 ; Lopez et al., 2006). Cette composante est accommodée par un système de failles actives coupant la plaque Caraïbe (Feuillet et al., 2002).

Dans la partie nord de l'arc, parmi les failles actives de la plaque chevauchante Caraïbe, on peut distinguer deux familles distinctes. En premier lieu, les failles normales perpendiculaires à l'arc formant de grands grabens ou demi-grabens en mer dans l'avant-arc ou l'arc externe (cf. Illustration 34). En second lieu les failles normales parallèles à l'arc, structurant les fonds marins, se prolongeant sur les îles et les volcans actifs de l'arc (Feuillet et al., 2002).

Le système de failles perpendiculaire à l'arc est composé de failles normales cartographiées parmi lesquelles on peut citer :

- Au Nord de la Guadeloupe, les failles d'Antigua, de Willoughby, de Bertrand, du Demi-graben de Falmouth et du Demi-graben de la Désirade sont longues d'environ 60 km, ont un pendage vers le Nord et indiquent une extension NO-SE (Illustration 53).
- Au Sud de la Guadeloupe, le système de Marie-Galante constitue un graben d'orientation environ E-O et qui s'étend sur une distance supérieure à 100 km. La limite Nord du graben est formée par des failles normales à pendage Sud et qui coupent la côte Sud de Grande-Terre (ex. : faille de Gosier). Le Sud du graben est défini par la faille de Morne-Piton qui coupe l'île de Marie-Galante d'Est en Ouest. C'est une faille de 80 km de long, dont l'orientation moyenne est de N100°E avec un pendage vers le Nord. Elle est segmentée en échelons sénestres (Illustration 54).
- Le système de failles parallèle à l'arc et qui coupe les fonds marins le long de l'arc interne est connecté au système de failles perpendiculaire à l'arc. L'ensemble de ces structures forment une queue de cheval sénestre, accommodant la composante tangentielle sénestre de la convergence oblique (Feuillet et al., 2000 et 2002).

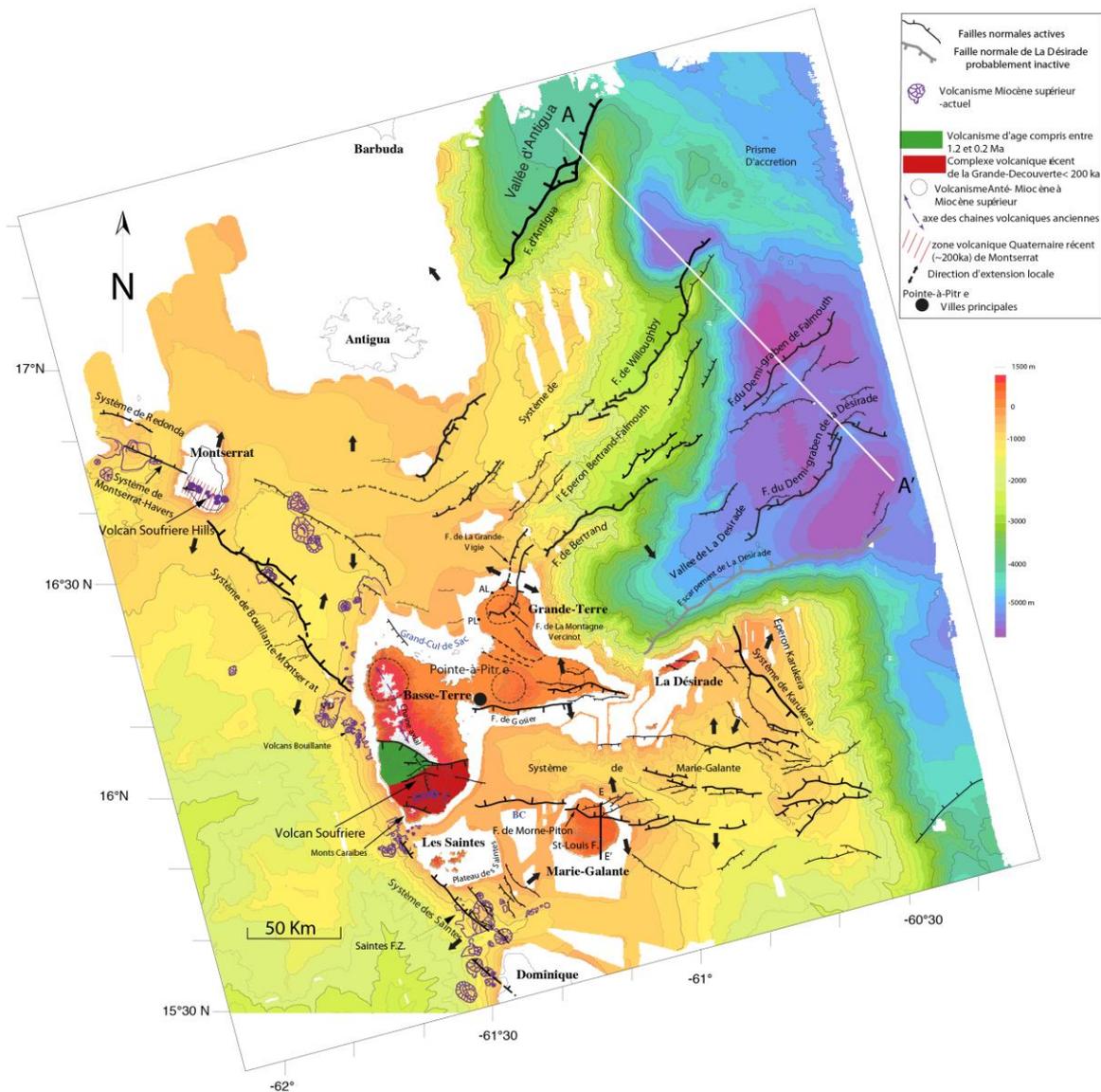


Illustration 53 - Carte structurale de l'archipel de Guadeloupe, les failles sont représentées par les lignes noires (d'après Leclerc, 2014)

Ce second système de failles intraplaques parallèle à l'arc coupe la plaque Caraïbes du nord au sud en un système en échelons sénestres :

- Orientées de N110°E à N170°E
- Les longueurs de ces failles s'étendent de quelques kilomètres (vers le Sud de Saba) à 30 à 40 kilomètres pour les plus importantes (parmi lesquelles les failles de Nevis, Bouillante-Montserrat, du Roseau, de Sainte-Luce et de Salines, voir descriptif plus haut et Illustration 56).

En outre, sur l'ensemble de l'arc, il semble que la localisation des grands complexes volcaniques émergés, donc les plus actifs, coïncide avec l'intersection des deux systèmes de failles, perpendiculaire et parallèle à l'arc (Feuillet et al., 2011 et Leclerc, 2014).

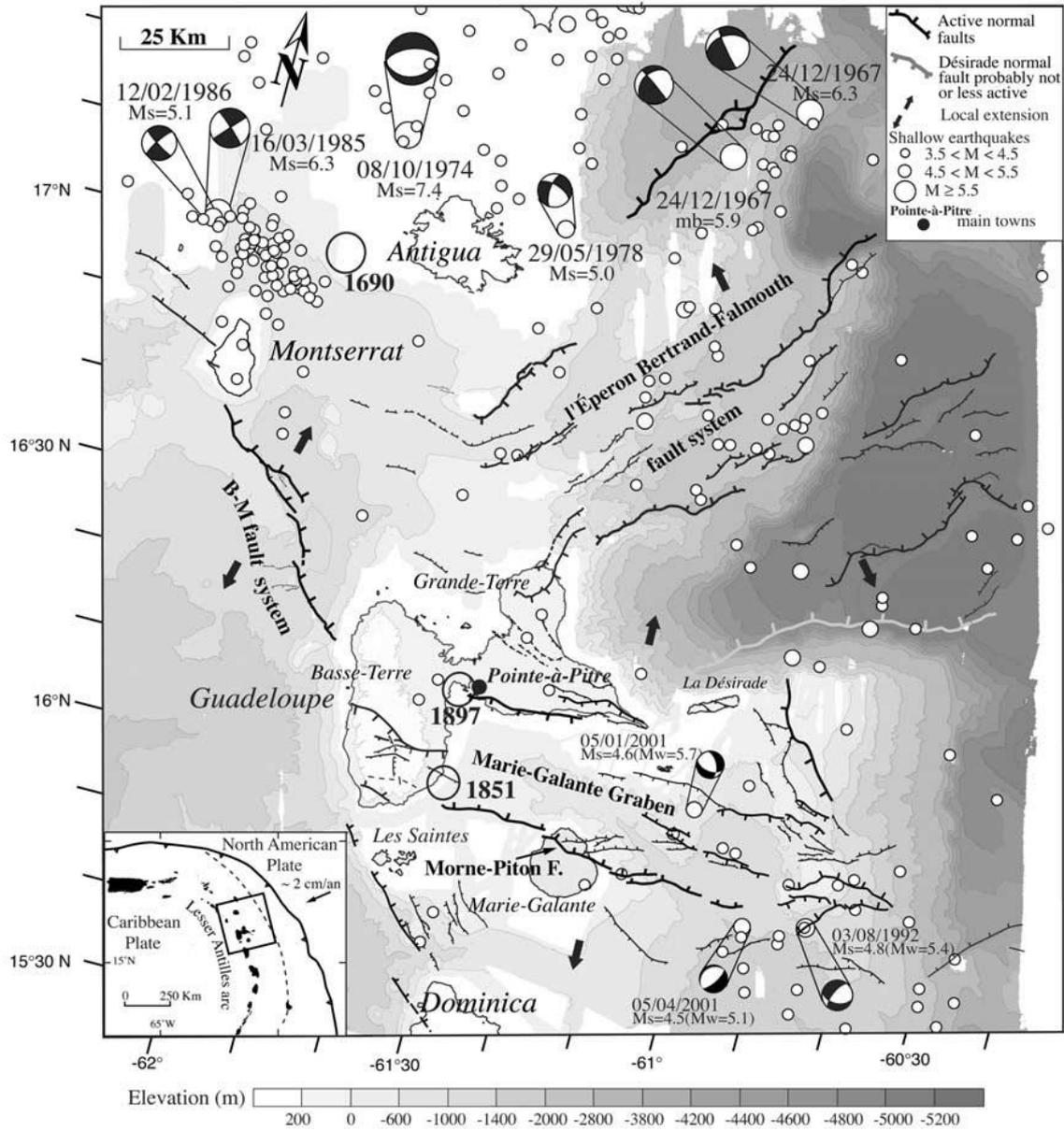


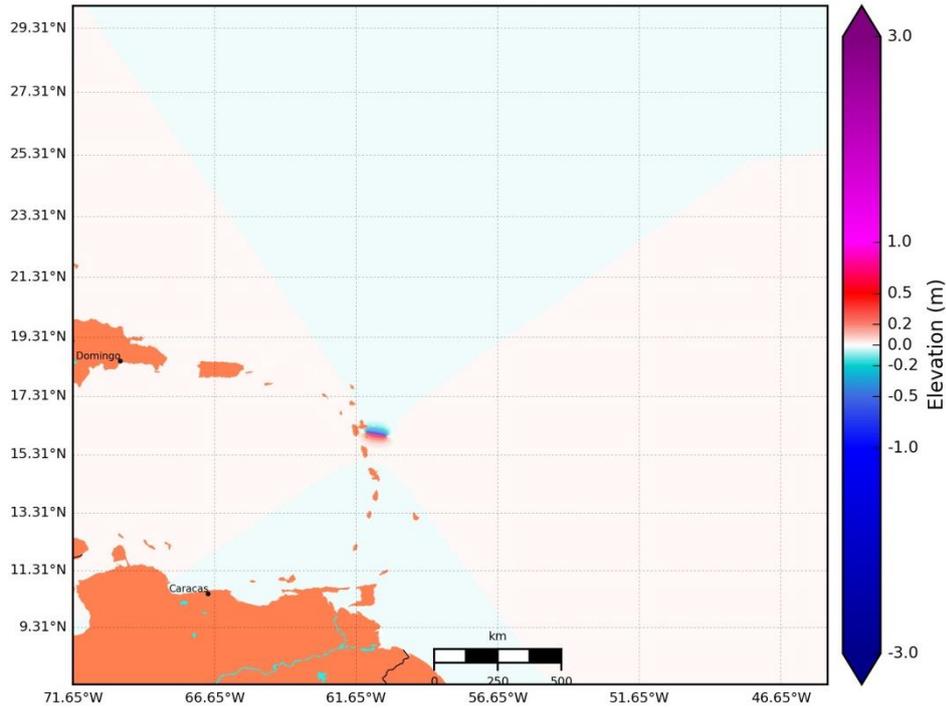
Illustration 54 - Carte sismotectonique au voisinage de la Guadeloupe. Les failles actives sont représentées par les segments. Les flèches indiquent le sens de l'extension. La sismicité superficielle ( $z < 30$  km) répertoriée par l'OSVM et l'OSVG est représentée par les points blancs (1981-1998). Les mécanismes au foyer des principaux événements intraplaques sont montrés ainsi que les séismes historiques associés à une intensité épiscoptrale  $I \geq 7$ . (d'après Feuillet et al., 2004).

Une sismicité intraplaque superficielle ou crustale (<30 km) est distribuée le long de l'arc antillais ainsi que dans l'avant-arc. Si ces séismes sont généralement modérés, certains événements plus importants se sont produits. Depuis 150 ans, deux séismes pour lesquels des intensités VII-VIII ont été relevées se sont produits dans la région du graben de Marie Galante (le 29 avril 1897 et le 16 mai 1851, Bernard et Lambert, 1988). Le plus gros séisme connu se produisit au nord d'Antigua le 8 octobre 1974 (Mw7.4) le long d'une faille normale à pendage vers le Sud et orientée E-NE (Illustration 54 et McCann et al., 1982). On peut également citer l'événement du 16 mars 1985 de Redonda-Montserrat ou celui du 21 novembre 2004 aux Saintes (Mw6.3) le long de la faille de Roseau (e.g. Salichon et al., 2009), tous deux générés par des failles appartenant à la famille des failles parallèles à l'arc, de même que certains événements plus anciens comme celui du 10 novembre 1935 (M6.2), du 16 avril 1897 (M7, Feuillard, 1985) ou du 16 avril 1690 (intensité maximale IX, ce dernier pouvant avoir rompu des segments de failles entre Redonda et Nevis). Au Sud des Saintes, la sismicité instrumentale est faible, et seul un séisme historique s'étant produit en 1906 (M~7, profondeur ~ 50 km) pourrait être associé à une structure le long de l'arc entre la Dominique et Sainte Lucie. Cet événement est très mal connu. Il pourrait être associé soit à la subduction dont la zone sismogénique se situe à 120-140 km de profondeur dans le canal de Sainte Lucie, soit le long des failles de Sainte Luce ou des Salines dont la longueur excède 20 km (Leclerc, 2014). Cette hypothèse sera reprise pour l'analyse de l'impact des structures locales au § 6.3.8.

Au vu de l'orientation de ces deux systèmes de failles régionales, celles qui pourraient potentiellement induire un tsunami qui aurait le plus fort impact pour la Martinique feraient partie de la famille des failles perpendiculaires à l'arc. Parmi celles-ci, la plus longue faille s'étendant en mer étant celle de Morne Piton, la présente étude a retenu cette source comme source potentiellement tsunamigène. Cette faille du graben de Marie-Galante peut être caractérisée par une étendue de 80 km, un pendage vers le Nord (70°), une segmentation en échelons sénestres dans la direction N100-N105.

- **Scénario MARIEGALANTE-1**, à partir des caractéristiques de la faille de Morne Piton de **Leclerc (2014)** :

Position du centre de la faille	60.946°O 16.039°N
Profondeur du centre de la faille	12 km
Glissement moyen	2 m
Mécanisme au foyer	280 / 75 / -90
Longueur et largeur de la faille	80 km x 24 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.3



*Illustration 55 - Scénario MARIEGALANTE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme  $M_w=7.3$  en faille normale associé à la rupture de la faille de Morne Piton, Marie-Galante.*

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario MARIEGALANTE-2**, à partir des caractéristiques maximales proposées pour la faille de Morne Piton par **Feuillet et al. (2004)**

Position du centre de la faille	60.946°O 16.039°N
Profondeur du centre de la faille	5 km
Glissement moyen	1 m
Mécanisme au foyer	280 / 75 / -90
Longueur et largeur de la faille	50 km x 5 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment $M_w$	6.5

Du fait de son impact très limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Terrier et Bès-de-Berc (2007)** associent à ces structures un séisme équivalent à celui qui s'est produit en 1974 au sein d'une autre structure du même type, vers Antigua (M7.5). A partir de ces hypothèses, deux scénarios sont étudiés :

- **Scénario MARIEGALANTE-3**

Position du centre de la faille	60.946°O 16.039°N
Profondeur du centre de la faille	14 km
Glissement moyen	2.4 m
Mécanisme au foyer	270 / 60 / -90
Longueur et largeur de la faille	97 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.4

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario MARIEGALANTE-4 : hypothèses initiales majorées**

Position du centre de la faille	60.946°O 16.039°N
Profondeur du centre de la faille	14 km
Glissement moyen	4.6 m
Mécanisme au foyer	270 / 60 / -90
Longueur et largeur de la faille	133 km x 33 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	7.8

Du fait de son impact plus marqué sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

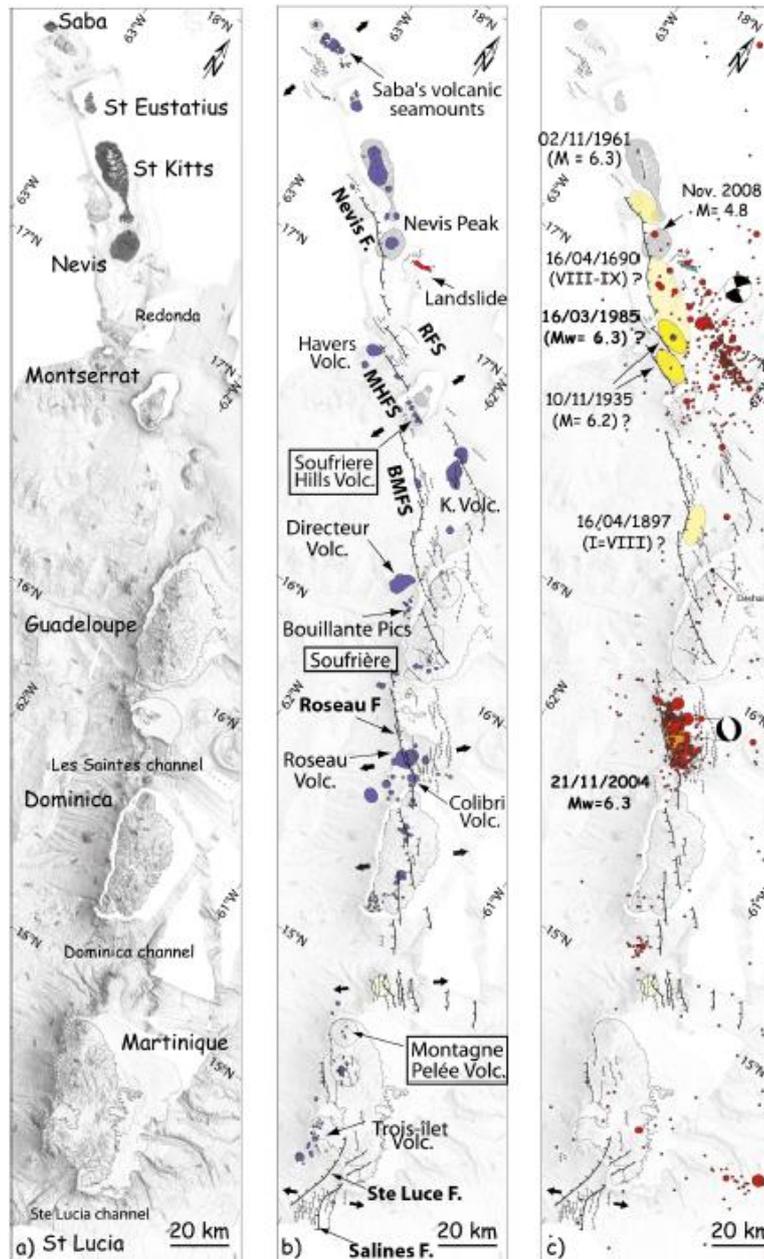
### 6.3.8. Source sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce »

Afin de prendre en compte l'effet potentiel de structures crustales locales, un scénario de séisme a été élaboré sur la faille normale la plus importante cartographiée en mer autour de la Martinique : la faille de Sainte-Luce.

En effet, les récentes campagnes marines d'acquisition de données ont permis de caractériser certaines failles crustales en mer (voir par exemple Leclerc, 2014). Parmi le système de failles parallèle à l'arc s'échelonnant du Nord au Sud le long de l'arc des petites Antilles (Illustration 34), le dernier échelon identifié vers le Sud coupe les fonds marins au Sud de la Martinique dans une direction moyenne N160°E : on y distingue les failles de Sainte-Luce et des Salines. Les longueurs de ces failles normales semblent atteindre 30 à 40 km. Aucune donnée ne permet de définir une continuité du système de failles parallèles à l'arc au-delà de ces failles. La sismicité intraplaque

superficielle est très calme au Sud de l'arc. Leclerc (2014) suggère que cela marque la fin de ces structures près de Sainte Lucie. Un séisme historique est répertorié en 1906 (M~7), a priori localisé entre la Martinique et Sainte-Lucie. Il pourrait soit être associé à une rupture de la faille de Sainte-Luce ou de celle des Salines, soit avoir eu lieu plus en profondeur, au niveau de la subduction (éventuellement comme le séisme de Martinique du 29/11/2007, Mw7.4, profondeur 150 km).

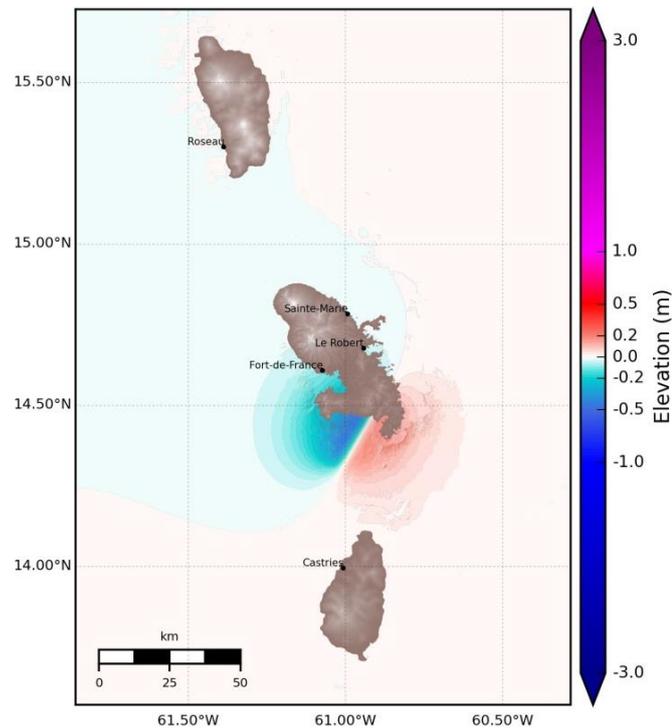
La faille dite de « Saint Pierre » est une autre structure crustale locale répertoriée dans la baie de Saint-Pierre. Aucun scénario n'y a été attribué pour le moment étant données sa dimension très modérée et l'absence de sismicité associée. Un séisme historique associé à un tsunami local (30/11/1823) est répertorié dans certaines bases de données d'événements historiques (Lander et al., 2002) mais une analyse détaillée a permis de le classer parmi les faux tsunamis (Annexe 1).



*Illustration 56 - Structures tectoniques, volcanisme Quaternaire et sismicité dans l'arc Antillais. a) bathymétrie ; b) failles, volcans (violet) et direction de l'extension ; c) carte sismotectonique avec les séisme superficiels de la base de données de l'observatoire de Guadeloupe OSVG. Les surfaces jaunes représentent les surfaces de rupture supposées. Au voisinage de la Martinique, trois failles sont cartographiées en mer : une faille de taille modérée dans la baie de Saint-Pierre et les failles plus importantes de Sainte-Luce et des Salines au sud de l'île. (d'après Leclerc, 2014)*

- **Scénario SAINTELUCE-1** : A partir de la cartographie de **Leclerc (2014)** de la faille de Sainte Luce

Position du centre de la faille	60.987°O 14.446°N
Profondeur du centre de la faille	15 km
Glissement moyen	1 m
Mécanisme au foyer	210 / 70 / -90
Longueur et largeur de la faille	30 km x 25 km
Rigidité	27 GPa
Magnitude de moment Mw	6.7



*Illustration 57 - Scénario SAINTELUCE-1 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme Mw=6.7.*

Malgré un impact restant modéré sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

### 6.3.9. Source sismique « Nord Vénézuéla »

La frontière entre les plaques Caraïbes et Amérique du Sud correspond à une zone de déformation transpressive matérialisée par l'existence de grandes failles décrochantes dextres, avec la faille de El Pilar de direction Est-Ouest, qui longe la côte Nord du Vénézuéla (faille EFP de l'illustration 33) et les failles de Bocono et d'Oca, localisées au niveau de la Colombie.

Le 29 octobre 1900, un tsunami d'une hauteur pouvant atteindre 10 mètres d'eau a endommagé la côte de Mancuto au Venezuela (Base de données de la NOAA, <http://ngdc.noaa.gov>). Ce tsunami a été généré par un tremblement de terre de Mw7,6 provoqué par la faille de San Sebastian (Colon et al, 2015). Un autre tsunami a eu lieu dans cette région le 15 juillet 1853 où un tremblement de terre de Mw6,9 a provoqué un tsunami de 5 mètres de hauteur qui a touché la zone de Cumana (Centre national d'information environnementale, 2015). Ces événements témoignent de la capacité de ce secteur à générer des tsunamis destructeurs dans les Caraïbes.

Chaque année, un exercice d'alerte aux tsunamis (appelé « Caribe Wave ») est organisé par le Groupe intergouvernemental de coordination du Système d'alerte rapide aux Tsunami créé en 2005 pour la mer des Caraïbes et les régions adjacentes (GIC/CARIBE-EWS). L'exercice d'alerte de 2016<sup>6</sup> était basé sur la rupture de cette structure sismique, au nord du Venezuela, décrit dans le document support de l'exercice de crise<sup>7</sup>. C'est cette hypothèse qui a été retenue dans la présente étude.

- **Scénario VENEZUELA-1**, d'après les hypothèses de l'**exercice de crise Caribe Wave 2016**, soit la rupture simultanée de deux segments de faille au nord du Venezuela (l'ensemble de la rupture correspondant à un événement de magnitude Mw8.4).

Segment 1	Position du centre de la faille	65.27°O 10.61°N
	Profondeur du centre de la faille	15 km
	Glissement moyen	8 m
	Mécanisme au foyer	97 / 50 / 90
	Longueur et largeur de la faille	160 km x 60 km
	Rigidité	27 GPa
	Magnitude de moment Mw	8.1

<sup>6</sup> Les sources sismiques considérées pour les différents exercices d'alerte ont successivement été :

- 2011, le séisme de 1867 des Iles Vierges (2 sous événements de M7.6) ;
- 2013, un séisme au niveau de la ride de Curaçao au Nord de l'Amérique du Sud ;
- 2014, le séisme de Lisbonne 1755 ;
- 2015, le séisme Nord Panama (M8.5, 1882) ;
- 2016, un séisme M8.4 au Nord de la côte Vénézuélienne et un M8.7 au Nord d'Hispaniola

<sup>7</sup> Intergovernmental Oceanographic Commission. 215. *Exercice Caribe Wave 16. A Caribbean and Northwestern Atlantic Tsunami Warning Exercise, 17 March 2016 (Venezuela and Northern Hispaniola Scenarios). Volume 1: Participant Handbook*. IOC Technical Series No. 125 vol.1. Paris: UNESCO.

Segment 2	Position du centre de la faille	66.70°O 10.76°N
	Profondeur du centre de la faille	15 km
	Glissement moyen	8 m
	Mécanisme au foyer	90 / 50 / 90
	Longueur et largeur de la faille	160 km x 60 km
	Rigidité	27 GPa
	Magnitude de moment Mw	8.1

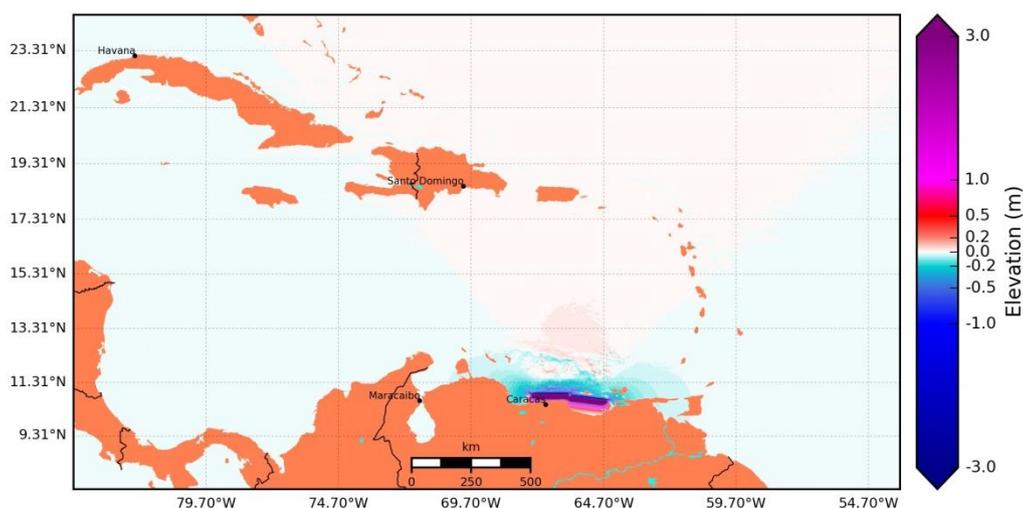


Illustration 58 - Scénario vénézuéla.b - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour un séisme Mw=8.4.

Du fait de son impact significatif sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (Illustration 68).

### 6.3.10. Source sismique « Ouest Gibraltar »

Le premier novembre 1755, un grand séisme de magnitude estimée  $M=8.5\pm 0.3$  (Solares and Arroyo, 2004) détruisit la ville de Lisbonne et fut à l'origine du plus grand tsunami qu'ait connu l'Europe de l'Ouest, avec des impacts très importants, depuis Lisbonne, le Cap Saint-Vincent, la côte de l'Algarve et Cadix jusqu'au Maroc et à Madère, et même des observations jusqu'aux Iles Britanniques et aux Caraïbes (cf. Illustration 8). La Martinique n'a pas été épargnée, en particulier la baie de la Trinité où un témoignage décrit précisément le phénomène : 3 vagues, 125 m de retrait, 1.3 m de hauteur d'inondation (*Le journal d'un vieil habitant de Sainte-Marie*, cf. § 4.1.1 pour plus d'informations sur l'événement historique).

De nombreuses données contemporaines liées au séisme et au tsunami ont été compilées et analysées et plusieurs hypothèses ont ainsi été proposées afin de définir l'origine de la source de ce phénomène. Le débat reste très actif à propos du choix de

la structure tectonique responsable de ce très grand séisme et la littérature est pléthorique (Illustration 59).

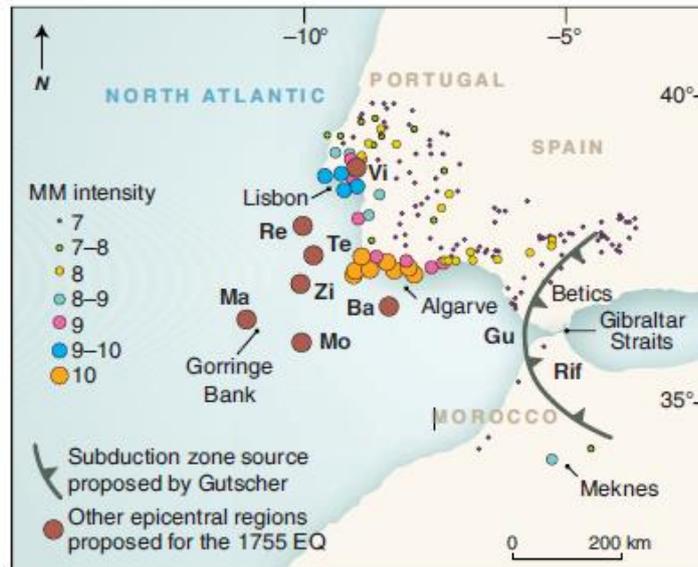


Illustration 59 - Intensités liées au séisme de Lisbonne de 1755. Les cercles bruns représentent les différents épicentres proposés dans la littérature (d'après Fonseca, 2005).

La région est associée à la collision oblique de la péninsule Ibérique et de la plaque africaine. C'est une zone de déformation lente (< 5 mm/an), où la frontière de plaque est diffuse, la déformation étant accommodée le long de plusieurs systèmes de failles (Illustration 60). Les séismes instrumentaux sont relativement peu nombreux, mais de larges séismes se produisent (1755, 1969 Ms8). Les mécanismes au foyer montrent des mouvements décrochants ou inverses (Illustration 62).

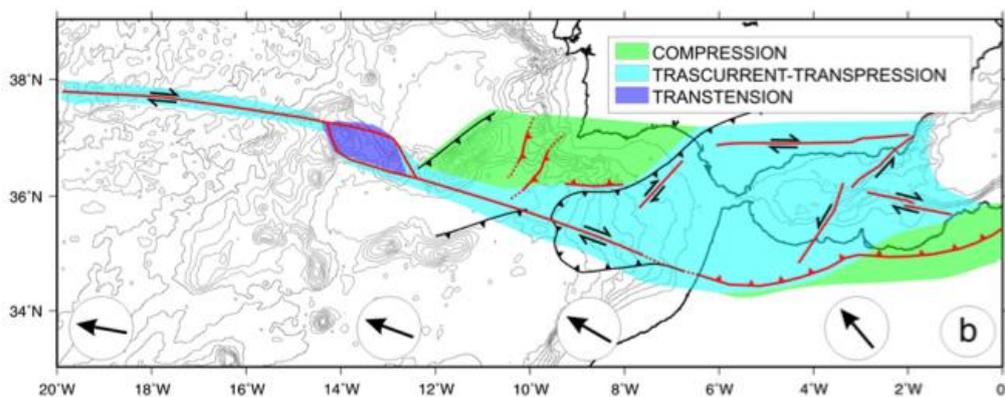
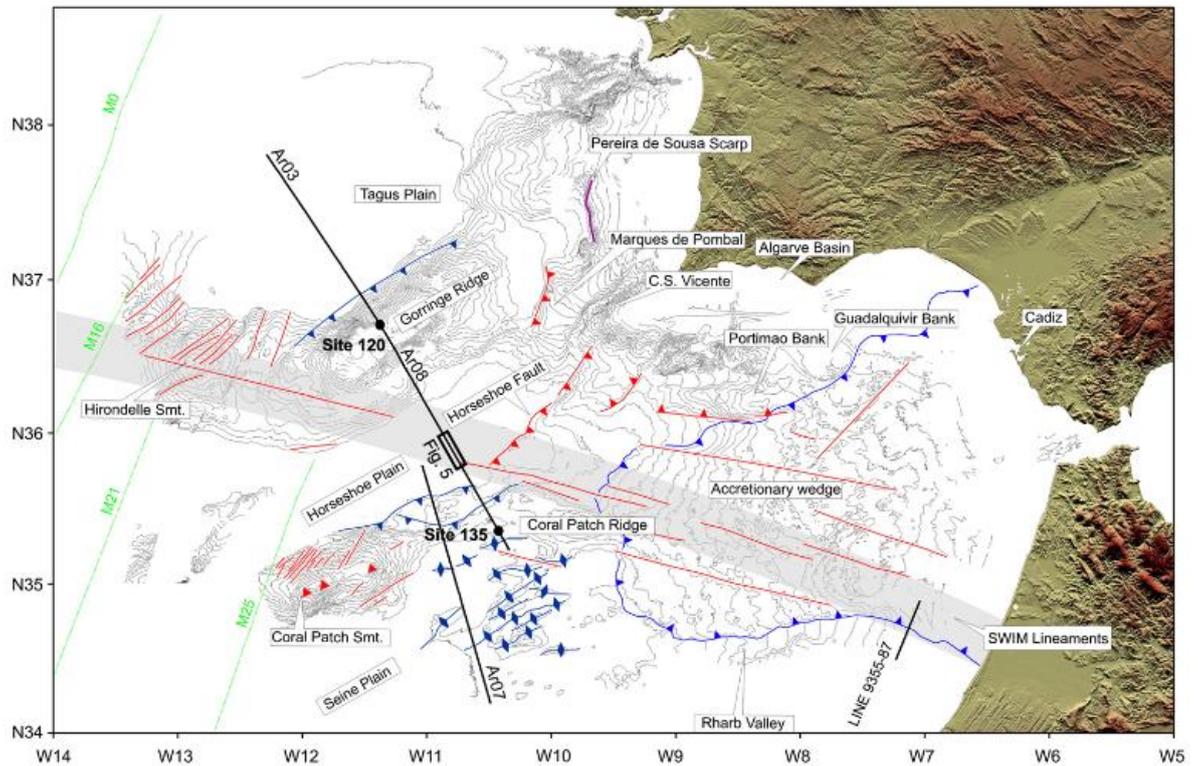


Illustration 60 - Carte tectonique schématique où les principales failles actives sont représentées en rouge (d'après Zitellini et al., 2009).

Différentes failles ont été successivement proposées comme pouvant être à l'origine du séisme de 1755, la difficulté étant de trouver des failles actives de dimension suffisante pour pouvoir générer un tel évènement. En premier lieu, la structure compressive associée au Gorringe Bank (Johnston, 1996) fut proposée. Mais des analyses de données du tsunami suggèrent une source plus proche de la côte (Baptista et al., 1998). Des campagnes marines d'acquisition ont permis de révéler la présence d'autres structures pouvant être à l'origine du séisme : Pereira de Sousa (Terrinha et al., 2003), Marques de Pombal thrust fault, Guadalquivir Bank, Horseshoe Fault (cf. Illustration 61) (voir par exemple Baptista et al., 2003 ; Zitellini et al., 2004 ; Ribeiro et al., 2009), subduction sous le détroit de Gibraltar (Gutscher, 2006). Afin de justifier les dimensions de rupture nécessaires pour un séisme de cette ampleur, des hypothèses de ruptures multiples ont également été proposées. L'ensemble des épacentres proposés s'étend sur environ 600 km (Fonseca, 2005), ce qui est très important étant donnée la quantité d'observations disponibles.

16

N. Zitellini et al. / Earth and Planetary Science Letters 280 (2009) 13–50



**Fig. 3.** Tectonic map derived from the swath bathymetry map presented in Fig. 2 with feature names and structural interpretation. Black thick lines: location of multi-channel seismic lines shown in Supplementary Material; gray stripe: 40 km wide, centered at the small circle relative to Euler pole of rotation of Africa with respect to Eurasia inferred by Fernandes et al. (2003); red line with triangle: active reverse fault; purple line with triangle: external limit of the accretionary wedge; blue line with triangle: inactive reverse fault; blue lines with rhombus: axis of inactive anticline; short, close-spaced red line: lineament related to accretion of oceanic crust; violet line: Cretaceous normal fault; long, WNW–ESE oriented, red lines: SWIM Lineaments; red triangle: volcanic edifice; green dotted line: oceanic magnetic lineation with chrons alongside.

*Illustration 61 - Carte tectonique sur laquelle sont représentées en rouge les structures principales (d'après Zitellini et al., 2009).*

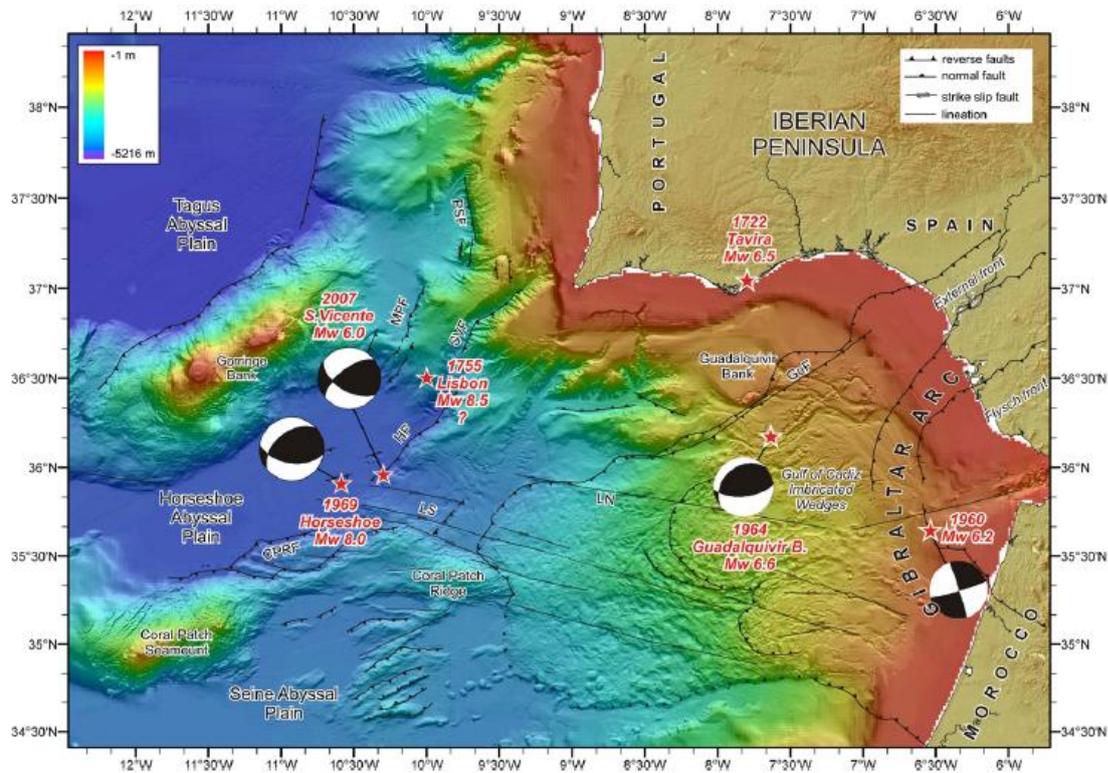


Fig. 3. Color shaded relief map of the southwest Iberian Margin based on SRIM-3 for land topography and SWIM bathymetric compilation for bathymetry (Zitellini et al., 2009). Red stars illustrate epicenters of historical and instrumental strong ( $M_w \geq 6.0$ ) earthquakes which occurred in the SW Iberian Margin, and the white/dark balls represent the fault plane solutions of  $M_w \geq 6.0$  instrumental earthquakes (e.g. Fukao, 1973; Buforn et al., 1995, 2004; Solares and Arroyo, 2004; Stich et al., 2005, 2007; Baptista and Miranda, 2009). Black lines show active faults (modified from Gràcia et al., 2003a,b; Zitellini et al., 2004; Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009; Gràcia et al., 2010; Bartolome et al., 2012; Martínez-Lorient et al., 2013).

*Illustration 62 - Mécanismes au foyer des séismes principaux et position des séismes historiques (d'après Papadopoulos et al., 2014).*

Six scénarios publiés reprenant les hypothèses les mieux documentées ou les plus consensuelles (analyse de données historiques, tsunami et macrosismiques, analyses sismotectoniques, modélisations) ont finalement été étudiés dans la présente étude.

- **Scénario LISBONNE-1 : A partir des hypothèses de Johnston (1996), Goringe Bank, faille inverse :**

Position du centre de la faille	11.25°O 36.45°N
Profondeur du centre de la faille	20 km
Glissement moyen	12.1 m
Mécanisme au foyer	60 / 40 / 90
Longueur et largeur de la faille	200 km x 80 km
Rigidité	65 GPa
Magnitude de moment $M_w$	8.7

Du fait de son impact restant limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario LISBONNE-2** : A partir des hypothèses de **Baptista et al. (2003)**, jeu de deux failles combinées : Marques de Pombal Thrust Fault (MPTF) et Guadalquivir Bank (GqB), magnitude Mw 8.6 :

Position du centre de la faille	10°O 36.8°N	8.7°O 36.1°N
Profondeur du centre de la faille	20.5 km	20.5 km
Glissement moyen	20 m	20 m
Mécanisme au foyer	21.7 / 24 / 90	250 / 45 / 90
Longueur et largeur de la faille	105 km x 55 km	96 km x 55 km
Rigidité	40 GPa	40 GPa

Du fait de son impact restant limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario LISBONNE-3** : A partir des hypothèses de **Terrinha et al. (2003)**, MPTF et faille Pereira de Sousa (faille normale). Deux hypothèses de glissements sont envisagées par l'auteur (10 et 20 m) mais dans le cadre de cette étude de « *worst credible case scenarios* », seule la plus majorante a été retenue ici (20 m, correspondant à Mw 8.7).

Position du centre de la faille	10°O 36.8°N	9.93°O 37.38°N
Profondeur du centre de la faille	20.5 km	25 km
Glissement moyen	20 m	20 m
Mécanisme au foyer	21.7 / 24 / 90	180 / 24 / -90
Longueur et largeur de la faille	105 km x 55 km	100 km x 120 km
Rigidité	40 GPa	40 GPa

Du fait de son impact significatif sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario LISBONNE-4** : A partir d'hypothèses de **Zitellini et al. (2004) et Ribeiro et al. (2009)**, MPTF et faille de Horseshoe (inverse). Deux hypothèses de glissements sont envisagées par les auteurs mais seule la plus majorante a été retenue ici (20 m, correspondant à Mw 8.9).

Position du centre de la faille	10°O 36.8°N	10°O 35.83°N
Profondeur du centre de la faille	20.5 km	49.5 km
Glissement moyen	20 m	20 m
Mécanisme au foyer	21.7 / 24 / 90	60 / 45 / 90
Longueur et largeur de la faille	105 km x 55 km	175 km x 140 km
Rigidité	40 GPa	40 GPa

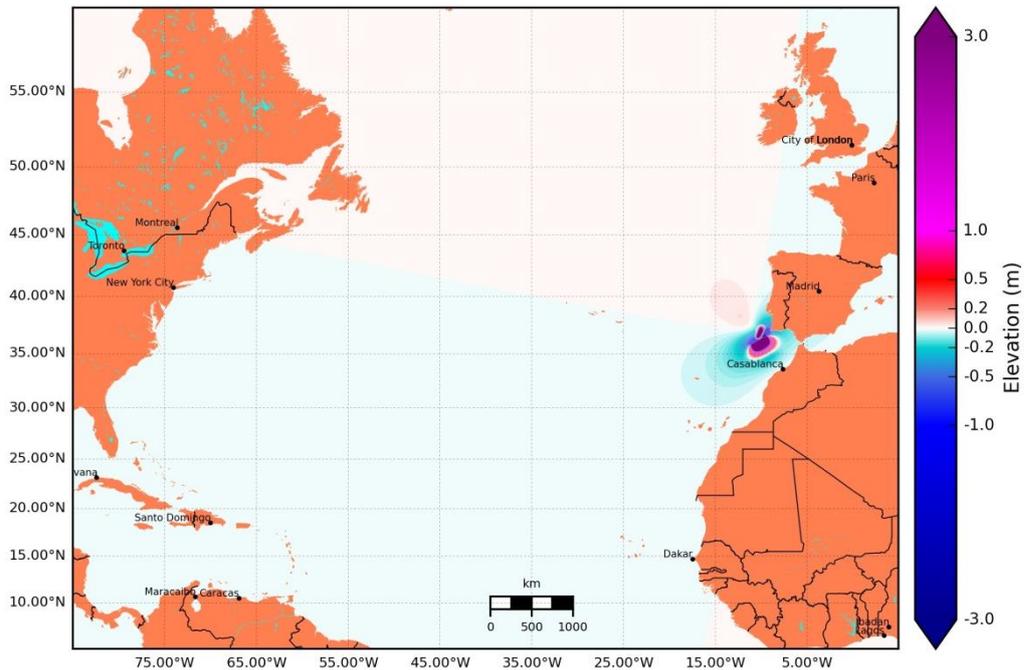


Illustration 63 - Scénario LISBONNE-4 - Déformation cosismique du fond marin calculée à partir des équations d'Okada (1985) pour le séisme de Lisbonne 1755 en considérant un glissement moyen de 20 m.

Du fait de son impact significatif sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

- **Scénario LISBONNE-5** : A partir des hypothèses de **Gutscher et al. (2006)**, subduction sous le golfe de Cadix, segmentation en profondeur avec changement de pendage, rupture simultanée de 4 segments de failles. Deux hypothèses de glissements sont envisagées par l'auteur (10 et 20 m) mais dans le cadre de cette étude de « *worst credible case scenarios* », seule la plus majorante a été retenue ici (20 m, correspondant à Mw 8.8).

Position du centre de la faille	8.56°O 35.35°N	7.82°O 35.47°N	7.09°O 35.57°N	8.97°O 35.29°N
Profondeur du centre de la faille km	8 km	12.4 km	19.8 km	3.2 km
Glissement moyen	20 m	20 m	20 m	20 m
Mécanisme au foyer	349 / 2.5 / 90	349 / 5 / 90	349 / 7.5 / 90	349 / 30 / 90
Longueur	162 km x 68 km	174 km x 68 km	198 km x 68 km	162 km x 6 km

et largeur de la faille				
Rigidité	30 GPa	30 GPa	30 GPa	30 GPa

Du fait de son impact restant limité sur la Martinique, ce scénario n'a fait l'objet de simulations que jusqu'au **Rang 3** (résolution horizontale de ~100 m, Illustration 68).

- **Scénario LISBONNE-6** : A partir des hypothèses de **Barkan et al. (2009)**, épicentre et mécanisme au foyer issus d'une inversion de données historiques, le scénario reproduisant le mieux leurs données correspondant à une faille inverse (N345°) au SW de la plaine de Horseshoe.

Position du centre de la faille	11.47°O 36.015°N
Profondeur du centre de la faille	34.8 km
Glissement moyen	13.1 m
Mécanisme au foyer	345 / 40 / 90
Longueur et largeur de la faille	200 km x 80 km
Rigidité	60 GPa
Magnitude de moment Mw	8.7

Du fait de son impact significatif sur la Martinique, ce scénario a fait l'objet de simulations jusqu'au **Rang 4** (résolution horizontale de ~30 m, Illustration 68).

En résumé, concernant le scénario transatlantique de type Lisbonne 1755, plusieurs hypothèses subsistent dans la communauté scientifique, sur les mécanismes structuraux concernés. Six propositions crédibles ont donc été conservées et les résultats des simulations ont été comparées aux observations historiques en Martinique (compilées via <http://tsunamis.brgm.fr/>). L'événement étant le plus décrit dans la littérature, il servira à valider la chaîne de calcul en comparant les simulations aux observations (cf. § 7.4).

### 6.3.11. Synthèse des scénarios sismiques retenus pour la Martinique

L'illustration 32 synthétise les caractéristiques retenues pour chacun des scénarios sismiques distinguant ceux ayant fait l'objet d'une modélisation jusqu'à la submersion et ceux n'ayant fait l'objet que d'une modélisation au rang 4 ou 3 et n'intervenant pas dans la carte finale.



## Détermination de la submersion marine liée aux tsunamis en Martinique

Source sismique	Nom du scénario	Position du centre de la faille (WGS84)	Profondeur du centre e la faille (m)	Glissement moyen (m)	Mécanisme au foyer	Longueur et largeur de la faille (km x km)	Rigidité (GPa)	Magnitude de moment Mw	Source des hypothèses
Fosse de Muertos	MUERTOS-1	69.54°O 17.69°N	12	3.5	282 / 11 / 90	150 x 75	27	8	McCann (2006) et Ali et al. (2008) :
	MUERTOS-2	68°O 17.5°N	12	3.5	270 / 11 / 90	150 x 75	27	8	McCann (2006) et Ali et al. (2008) :
	MUERTOS-3	67°O 17.58°N	12	3.5	263 / 11 / 90	150 x 75	27	7.95	McCann (2006) et Ali et al. (2008) :
Passage d'Anegada	ANEGADA-1	65°O 18.167°N	15	6	120 / 45 / -45	50 x 25	27	7.5	Barkan et Ten Brick (2010)
	ANEGADA-2,	65°O 18.2°N	15	6	135 / 45 / -45	50 x 25	27	7.5	Barkan et Ten Brick (2010)
	ANEGADA-3	65°O 18°N	15	6	75 / 45 / -45	50 x 25	27	7.5	Zahibo et al. (2003a et 2003b)
	ANEGADA-4	65.13°O 18.12°N	14	2.4	70 / 70 / -90	97 x 25	27	7.4	Terrier et Bes-de-Berc (2007)
	ANEGADA-5	65.13°O 18.12°N	14	4.6	70 / 70 / -90	133 x 33	27	7.8	Terrier et Bes-de-Berc (2007),
	ANEGADA-6	65.26°O 18.21°N 64.73°O 18.36°N	10 10	4 4	71 / 8 / -90 71 / 8 / -90	60 x 30 60 x 30	27 27	7.7 7.7	Caribe Wave 2011
Fosse de Puerto Rico	PUERTORICO-1	66°O 19.25°N	25	3.5	90 / 25 / 60	150 x 75	30	8	Ali et al. (2008)
	PUERTORICO-2	64.5°O 19.25°N	25	3.5	90 / 25 / 60	150 x 75	30	8	Ali et al. (2008)
	PUERTORICO-3	66°O 19.5°N	40	2.97	92 / 15 / 50	600 x 150	50	8.7	Grilli et al. (2010)
	PUERTORICO-4	66°O 19.5°N	40	11.9	92 / 15 / 50	600 x 150	50	9.1	Grilli et al. (2010)
Interface de la Subduction des Petites Antilles	SUBDUCTION-1	61.17°O 16.73°N	40	15	147 / 20 / 90	300 x 75	50	8.8	Feuillet et al. (2011),
	SUBDUCTION-2	60.3°O 14.8°N	30	8	160 / 20 / 90	140 x 50	40	8.2	Feuillet et al. (2011),
	SUBDUCTION-3	60.3°O 14.8°N	30	15	160 / 20 / 90	300 x 75	50	8.7	Feuillet et al. (2011),
	SUBDUCTION-4	60.3°O 14.8°N	50	15	160 / 20 / 90	300 x 75	50	8.8	Feuillet et al. (2011)
	SUBDUCTION-5	61.47°O 16.71°N	35	6	166 / 11 / 97	173 x 55	45	8.2	Harbitz et al. (2012)
	SUBDUCTION-6 :	61.17°O 16.73°N	40	16.3	140 / 20 / 90	394 x 60	50	8.1	Terrier et Bes-de-Berc (2007)
	SUBDUCTION-7	60.3°O 16°N	30	0.7	150 / 14 / 100	350 x 120	40	8	Hayes et al. (2013)
	SUBDUCTION-8	61.375°O 16.5°N	50	5	150 / 20 / 90	350 x 70	50	8.5	Hough (2013)
	SUBDUCTION-9	60°O 15°N	40	2.6	150 / 14 / 90	650 x 140	50	8.6	Hough (2013)
	SUBDUCTION-10	61.17°O 16.73°N	30	3	150 / 14 / 90	100 x 80	40	7.9	Gutscher et al. (2013)

Détermination de la submersion marine liée aux tsunamis en Martinique

	SUBDUCTION-11	60°O 14°N	30	9	150 / 14 / 90	400 x 200	40	8.9	Gutscher et al. (2013)
Ride de Sainte Lucie	RIDESTELUCIE-1	60.287°O 15.31°N	10	2.8	290 / 45 / 135	110 x 26	27	7.5	Terrier et Bes-de-Berc (2007)
	RIDESTELUCIE-2	60.287°O 15.31°N	10	5.4	290 / 45 / 135	152 x 36	27	7.9	Terrier et Bes-de-Berc (2007)
Prisme de la Barbade	PRISMEBARBADE-1	59.949°O 13.737°N	10	0.7	190 / 45 / 90	50 x 20	27	6.8	Terrier et Bès-de-Berc (2007)
	PRISMEBARBADE-2	59.949°O 13.737°N	10	1.3	190 / 45 / 90	69 x 27	27	7.1	Terrier et Bès-de-Berc (2007)
	PRISMEBARBADE-3	59.657°O 13.667°N	10	0.7	190 / 45 / 90	50 x 20	27	6.8	Terrier et Bès-de-Berc (2007)
Graben de Marie-Galante	MARIEGALANTE-1	60.946°O 16.039°N	12	2	280 / 75 / -90	80x 24	27	7.3	Leclerc (2014)
	MARIEGALANTE-2	60.946°O 16.039°N	5	1	280 / 75 / -90	50 x 5	27	6.5	Feuillet et al. (2004)
	MARIEGALANTE-3	60.946°O 16.039°N	14	2.4	270 / 60 / -90	97 x 25	27	7.4	Terrier et Bès-de-Berc (2007)
	MARIEGALANTE-4	60.946°O 16.039°N	14	4.6	270 / 60 / -90	133 x 33	27	7.8	Terrier et Bès-de-Berc (2007)
Structures crustales locales : Faille Sainte Luce	SAINTELUCE-1	60.987°O 14.446°N	15	1	210 / 70 / -90	30 x 25	27	6.7	Leclerc (2014)
Nord Vénézuéla	VENEZUELA-1	65.27°O 10.61°N	15	8	97 / 50 / 90	160 x 60	27	8.1	lExercice de crise Caribe Wave 2016
		66.70°O 10.76°N	15	8	90 / 50 / 90	160 x 60	27	8.1	
Ouest Gibraltar	LISBONNE-1	11.25°O 36.45°N	20	12.1	60 / 40 / 90	200 x 80	65	8.7	Johnston (1996)
	LISBONNE-2	10°O 36.8°N	20.5	20	21.7 / 24 / 90	105 x 55	40	8.6	Baptista et al. (2003)
		8.7°O 36.1°N	20.5	20	250 / 45 / 90	96 x 55	40		
	LISBONNE-3	10°O 36.8°N	20.5	20	21.7 / 24 / 90	105 x 55	40	8.7	Terrinha et al. (2003)
		9.93°O 37.38°N	25	20	180 / 24 / -90	100 x 120	40		
	LISBONNE-4	10°O 36.8°N	20.5	20	21.7 / 24 / 90	105 x 55	40	8.9	Zitellini et al. (2004), Ribeiro et al. (2009)
10°O 35.83°N		49.5	20	60 / 45 / 90	175 x 140	40			
LISBONNE-5	8.56°O 35.35°N	8	20	349 / 2.5 / 90	162 x 68	30	8.8	Gutscher et al. (2006)	
	7.82°O 35.47°N	12.4	20	349 / 5 / 90	174 x 68	30			
	7.09°O 35.57°N	19.8	20	349 / 7.5 / 90	198 x 68	30			
	8.97°O 35.29°N	3.2	20	349 / 30 / 90	162 x 6	30			
LISBONNE-6	11.47°O 36.015°N	34.8	13.1	345 / 40 / 90	200 x 80	60	8.7	Barkan et al. (2009)	

Illustration 64 - Synthèse des caractéristiques retenues pour chacun des scénarios sismiques modélisés.

En grisé, les scénarios n'ayant fait l'objet d'une modélisation uniquement jusqu'au rang 3 et n'intervenant pas dans la carte finale

## 7. Simulations des tsunamis depuis la génération jusqu'à la submersion à l'échelle de l'île : données d'entrées et outils de simulation

### 7.1. OUTILS DE SIMULATION MIS EN ŒUVRE

Les simulations de tsunami réalisées dans le cadre de la présente étude couvrent l'ensemble des trois principales étapes d'un tsunami, à savoir la génération, la propagation du tsunami à travers l'océan et la submersion associée à terre sur la Martinique (Illustration 65).

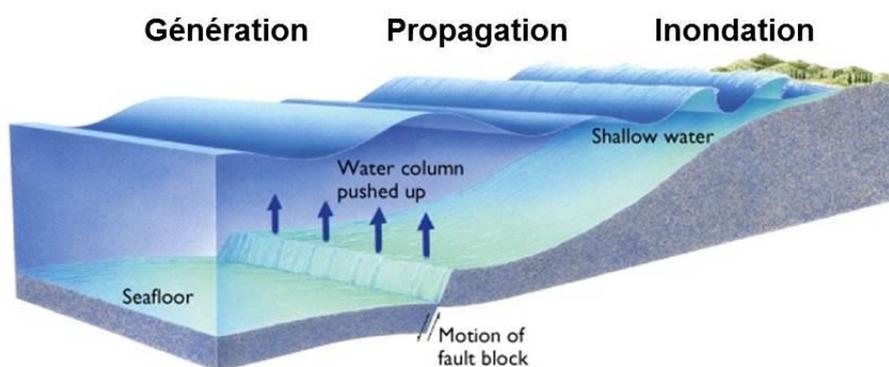


Illustration 65 - Principe de la simulation numérique d'un tsunami d'origine sismique

#### 7.1.1. Génération du tsunami

La génération des tsunamis est simulée par le calcul d'une déformation initiale du plan d'eau (et éventuellement de champs de vitesse associés pour les sources gravitaires) qui va ensuite se propager suivant les lois de l'hydrodynamique.

**Pour les séismes :** l'initiation est modélisée en faisant appel aux équations développées par Okada (1985) ce qui correspond à la méthode couramment utilisée. Ces algorithmes permettent de calculer la déformation verticale du plancher océanique à partir des caractéristiques de la faille à l'origine du séisme. Le tsunami initial est ensuite déduit en admettant que Dans cette étude, la boîte à outil utilisée pour intégrer les équations d'Okada est basée sur les routines Matlab mises à disposition en ligne par François Beauducel de l'IPGP (<http://www.ipgp.fr/~beaudu/matlab.html>).

**Pour les glissements,** le calcul de ces conditions initiales a été réalisé à partir du module TOPICS (Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System) du modèle

GEOWAVE (Watts *et al.*, 2003). TOPICS permet de générer les vagues provoquées par des glissements sous-marins et subaériens :

- **Pour les glissements sous-marins**, le code intègre les travaux de Grilli et Watts (1999). Ces auteurs ont déterminé empiriquement des relations entre les caractéristiques géométriques et physiques du glissement et les caractéristiques du tsunami à la génération (amplitude, longueur d'onde), permettant de calculer une déformation et un champ de vitesse initiaux (correspondant en fait à quelques minutes après le déclenchement du glissement de terrain). Deux grands types de glissements sont considérés :
  - les glissements en translation (*slide*) qui sont caractérisés par une faible épaisseur et un déplacement sur une longue distance ;
  - les glissements en rotation (*slump*) qui sont caractérisés par une grande épaisseur et un faible déplacement du fait de frottements importants.
- **Pour les glissements subaériens** : la génération se base sur les travaux de Walder *et al.* (2003) établissant des équations empiriques reliant les caractéristiques du tsunami à la géométrie du glissement et aux caractéristiques du mouvement.

Les méthodes évoquées ci-dessus pour la génération de tsunamis par des événements gravitaires et utilisées dans la présente étude s'appuient sur des approches empiriques qui permettent d'estimer la déformation du plan d'eau peu de temps après le mouvement gravitaire. Le phénomène n'est donc pas simulé de manière réaliste à proximité de la zone de génération, ce qui peut conduire à un manque important de représentativité en champ proche. Cette remarque est particulièrement importante pour les glissements subaériens pour lesquels la représentation du tsunami peut être erronée à proximité de la zone d'impact entre le mouvement de terrain et l'eau. Pour la présente étude, cela concerne notamment le scénario PELEE-3 (paléo effondrement du volcan), pour lequel le tsunami est largement sous-estimé au moins au Nord de l'île. Pour les scénarios PELEE-1 et PELEE-2 (qui concernent des lahars beaucoup plus petits), cette sous-estimation n'affecte a priori que la zone de l'impact à la surface de l'eau.

### 7.1.2. Propagation du tsunami

Les déformations initiales calculées pour la phase de génération ont ensuite été propagées grâce à un modèle hydrodynamique de vagues à résolution de phase. Le modèle retenu dans le cadre de cette étude est le modèle FUNWAVE-TVD (cf. paragraphe ci-dessous), en utilisant une stratégie de calculs emboîtés afin de raffiner suffisamment les simulations pour aboutir à une représentation réaliste de la submersion.

### **Code de calcul : FUNWAVE-TVD**

Le modèle FUNWAVE-TVD (Shi *et al.*, 2012) est développé par les Universités du Delaware et de Rhodes Island (USA). Il s'inspire d'un ancien modèle, FUNWAVE (Wei *et al.*, 1995), basé sur les équations de Boussinesq (mais utilisable également avec les équations de Saint-Venant). Cette ancienne version s'avérant instable, l'ensemble du code a été réécrit en tenant compte des dernières avancées numériques. Le code est parallélisé et peut travailler en coordonnées cartésiennes ou sphériques, en incluant les forces de Coriolis. C'est un code non-linéaire incluant un algorithme TVD (*Total Variation Diminishing*). Afin de représenter le déferlement qui peut survenir à l'approche de la côte (bien que le déferlement reste rare pour les tsunamis), FUNWAVE-TVD utilise pour les vagues non déferlées les équations de Boussinesq, puis bascule sur les équations de Saint-Venant en s'appuyant sur un critère sur le nombre de Froude (régime de l'écoulement).

Cet algorithme présente une grande stabilité et est moins sujet à des oscillations numériques que d'autres méthodes (bien que des instabilités puissent encore survenir), et il a été validé sur de nombreux cas de benchmark (Shi *et al.*, 2012...) et de tsunamis réels (Grilli *et al.*, 2012, Le Roy *et al.*, 2013...)

### **Calculs emboîtés**

L'emboîtement des grilles de calcul de résolution décroissante est présenté au § 7.2.2.

La génération de chacun des tsunamis étudiés a été réalisée sur la grille la plus adaptée (i.e. la plus résolue tout en comprenant une emprise suffisante pour une représentation correcte des phénomènes), puis la propagation a été simulée avec le code FUNWAVE-TVD en coordonnées sphériques.

L'utilisation des emboitements (transmission des conditions aux limites au rang le plus résolu – dit « rang fille » - depuis le rang plus large moins résolu – dit « rang mère ») a ensuite permis de raffiner ces simulations jusqu'à une résolution de l'ordre de 30 m sur la Martinique, en tenant de nouveau éventuellement compte (lorsque cela s'avérait nécessaire de par la position de la source en champ proche) de la déformation initiale dans les calculs emboîtés.

### **7.1.3. Submersion à haute résolution**

De par ses caractéristiques numériques, le code FUNWAVE-TVD permet de simuler directement la phase de submersion en même temps que la phase de propagation. Pour des phénomènes d'ampleur relativement modérée, la simulation de la submersion ne devient cependant réaliste qu'avec des résolutions suffisamment fines.

Par conséquent, la submersion associée aux tsunamis étudiés a été considérée uniquement au rang 4 (résolution d'environ 30 m). Afin de garantir une représentation correcte de cette submersion, le MNT au rang 4 a subi un traitement particulier concernant la prise en compte des obstacles topographiques susceptibles de modifier

les écoulements à terre (cf. § 7.2.4), et les simulations à ce rang prennent en compte l'occupation du sol par l'intermédiaire de coefficients de Manning spatialisés (cf. § 7.3).

## 7.2. MODÈLES TOPO-BATHYMÉTRIQUES CONCUS POUR LES SIMULATIONS NUMÉRIQUES

Les simulations numériques de propagation des tsunamis et de la submersion induite à terre nécessitent comme données d'entrée des grilles topo-bathymétriques de différentes emprises et résolutions spatiales.

### 7.2.1. Données d'entrées utilisées

Les différentes sources de données topo-bathymétriques exploitées sont :

- Données topo-bathymétriques Litto3D ©IGN-SHOM, établie essentiellement à partir de levés LiDAR aéroportés. Ces données ont été utilisées sous la forme de dalles (1 km x 1 km) correspondant chacune à une grille de résolution 1 m. Les traitements apportés aux levés LiDAR par l'IGN et le SHOM permettent d'aboutir à un MNT (modèle numérique de terrain) continu à l'interface terre-mer, avec une précision verticale annoncée de l'ordre de 15 à 20 cm pour la topographie et de 40 à 50 cm pour la bathymétrie, sachant que la précision du produit s'est finalement révélée présenter des non-conformités localement<sup>8</sup>. Les données topographiques couvrent l'ensemble des reliefs intérieurs de l'île et les données bathymétriques se prolongent jusqu'à des profondeurs maximales de 30 m ;
- Données du SHOM : Les sondes HISTOLITT constituent un produit numérique organisé en dalles de 1° x 1° contenant les sondes bathymétriques réalisées (et qualifiées) par le SHOM. La résolution spatiale maximale de ces sondes est de l'ordre de 25 m près de la côte. D'une façon générale la densité de ces données est bonne pour des profondeurs allant de 10 m jusqu'en bordure du plateau continental (100 – 200 m) ;
- GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans). Ces grilles sont extraites de la grille de la base mondiale GEBCO\_08 (General Bathymetric Chart of the Oceans). GEBCO a pour objectif de fournir des données bathymétriques fiables pour l'ensemble des océans du globe. Ce produit est soutenu par les Nations Unies (UNESCO) ainsi que par la commission océanographique intergouvernementale (IOC). Les grilles fournies par GEBCO résultent d'une compilation à l'échelle du globe de sondages bathymétriques et de données issues de l'altimétrie satellitaire. Les grilles sont accessibles librement au téléchargement ([www.gebco.net](http://www.gebco.net)). La grille utilisée ici (GEBCO\_08) est construite à partir de pixels de 30 arc-secondes d'intervalle.

---

<sup>8</sup> Le COPIL du 04/12/2015 a décidé que le BRGM poursuive néanmoins ces simulations avec le produit Litto3D actuel malgré les non-conformités de celui-ci concernant la précision annoncée

### 7.2.2. Une succession de grilles topo-bathymétriques emboîtées de plus en plus résolues et centrées sur la Martinique

Les calculs ont été réalisés successivement sur des grilles topo-bathymétriques de plus en plus résolues et centrées sur la Martinique.

Les grilles bathymétriques ont été réalisées en coordonnées sphériques (système de projection WGS84) à 3 résolutions différentes :

- Rang 0 : emprise Océan Atlantique Nord, résolution 1'30" (soit de l'ordre de 2,8 km). Ce rang de calcul n'a été utilisé que pour simuler la génération et la propagation des tsunamis transatlantiques (scénarios des tsunamis de Lisbonne et de l'effondrement du Cumbre Vieja aux îles Canaries).
- Rang 1 : emprise Caraïbes, résolution 30" (soit de l'ordre de 900 m). Ce rang de calcul a été utilisé pour la simulation de la génération de la plupart des scénarios (sources Muertos, Puerto-Rico, Subduction, îles Vierges, Curaçao, Marie-Galante, Sainte-Lucie et Barbade).
- Rang 2 : emprise Petites Antilles (de la Guadeloupe à Saint-Vincent), résolution 10" (soit de l'ordre de 300 m). Ce rang a été utilisé en complément du précédent pour la génération des tsunamis en champ proche (sources Subduction, Marie-Galante, Sainte-Lucie, Barbade) et pour la propagation des tsunamis simulés aux rangs précédents.
- Rang 3 : emprise Dominique-Martinique-Sainte Lucie, résolution 3,33" (soit de l'ordre de 100 m). Ce rang a été utilisé en complément des précédents pour la génération des tsunamis en champ proche (sources Subduction, Marie-Galante, Sainte-Lucie) et pour la propagation des tsunamis simulés aux rangs précédents.
- Rang 4 : emprise Martinique, résolution de 1,11" (soit de l'ordre de 33 m). Ce rang a été utilisé pour la simulation de la submersion à terre générée par l'ensemble des sources considérées.

L'emprise de ces différentes grilles est représentée dans l'illustration 68.

### 7.2.3. Conception du modèle topo-bathymétrique

En compilant les données disponibles, le BRGM a conçu un modèle topo-bathymétrique à une résolution de l'ordre de 10 m autour de la Martinique (cf. Illustration 66).

Pour cela, les données les plus fines (issues de levés topo-bathymétriques LiDAR Litto3D<sup>9</sup>) ont été extraites à 10 m de résolution et assemblées. Les lacunes bathymétriques dans ces données ont ensuite été comblées grâce aux données Histolitt du SHOM (là où elles étaient suffisamment denses), puis par les données de la base GEBCO. Les différents jeux de données se sont révélés relativement cohérents

---

<sup>9</sup> Résolution du produit initial à 1 m

entre eux, bien que des écarts importants (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) puissent apparaître lors des raccords à grande profondeur (1000 à 3000 m, ce qui limite l'impact de ces écarts dans les simulations). La source des données topo-bathymétriques utilisées suivant les secteurs est présentée à l'illustration 67.

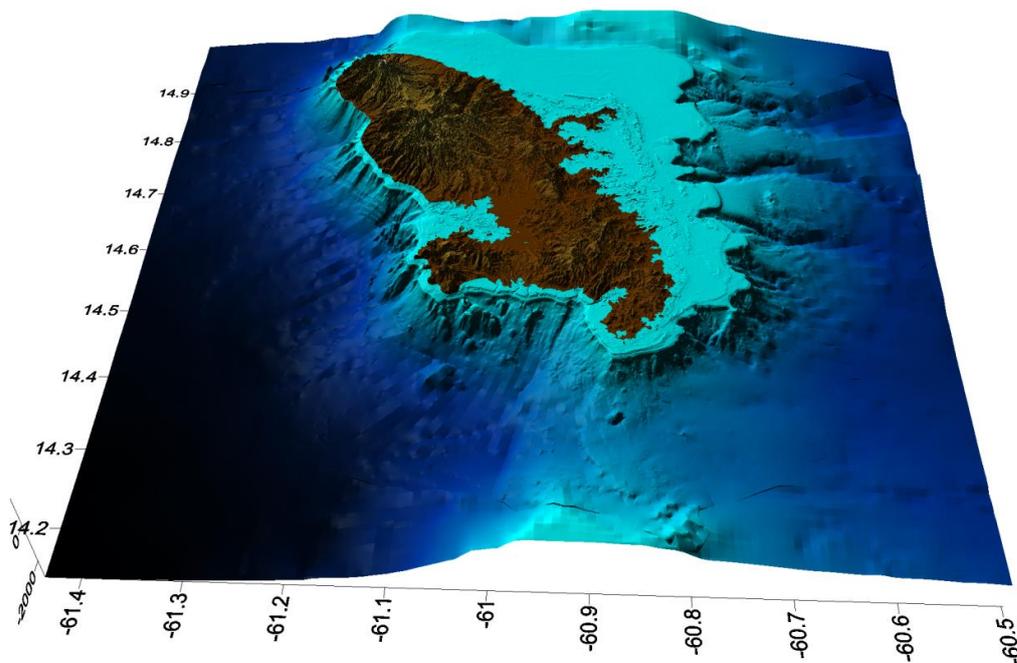
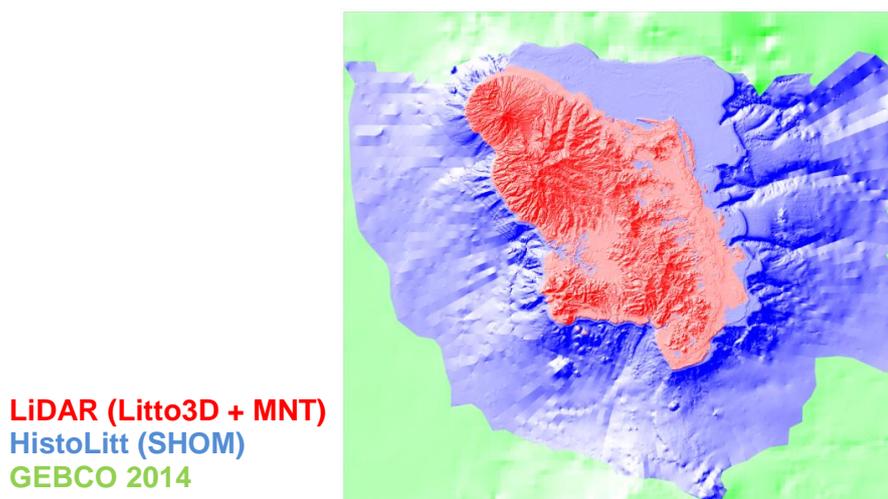


Illustration 66 - Modèle topo-bathymétrique de résolution 10 m réalisé pour l'étude



**LiDAR (Litto3D + MNT)**  
**HistoLitt (SHOM)**  
**GEBCO 2014**

Illustration 67 - Source des données topo-bathymétriques utilisées

Pour chacun des rangs de calculs (présentés au § 7.2.2), ce MNT de résolution 10 m a été ré-échantillonné à la résolution désirée, et complété par les données GEBCO elles-mêmes ré-échantillonnées à cette même résolution sur l'emprise désirée. Il convient toutefois de noter que le Rang 4, utilisé pour les simulations de submersion, a de plus subi un traitement spécifique pour la prise en compte des obstacles à l'écoulement (cf. § 7.2.4). Les différents MNT ainsi réalisés pour chaque rang de calcul sont présentés dans l'illustration 68.

#### **7.2.4. Traitement des obstacles à l'écoulement pour les simulations au Rang 4**

Le modèle topo-bathymétrique pour les simulations de submersion (Rang 4) a été réalisé à une résolution de 33 m environ : en raison de contraintes techniques liées au temps de calcul et au volume de stockage des résultats, une résolution plus fine à l'échelle de toute l'île est difficilement envisageable.

A cette résolution, un certain nombre d'éléments ne peuvent être correctement représentés alors que certains peuvent avoir un impact très significatif sur la submersion. C'est notamment le cas des obstacles topographiques (digues, dunes, talus, remblais routiers...) susceptibles de limiter l'inondation, voire de l'empêcher et donc de protéger les zones basses situées derrière.

Afin de prendre en compte ces obstacles à l'écoulement, un important travail de raffinement de la topographie du Rang 4 a donc été mené sur l'ensemble des zones « basses » littorales (altitude NGF inférieure à 10 m). Les obstacles topographiques ont été identifiés et digitalisés manuellement à partir des données topographiques fines du Litto3d de l'IGN (1 m de résolution). Le MNT du Rang 4 a ensuite été raffiné manuellement de manière à représenter au mieux la hauteur maximale de ces obstacles. Au final, ce sont ainsi 2 056 « obstacles topographiques » qui ont été ajoutées notamment dans la moitié sud de l'île (Illustration 69) permettant ainsi une meilleure représentation de la submersion attendue (Illustration 70).

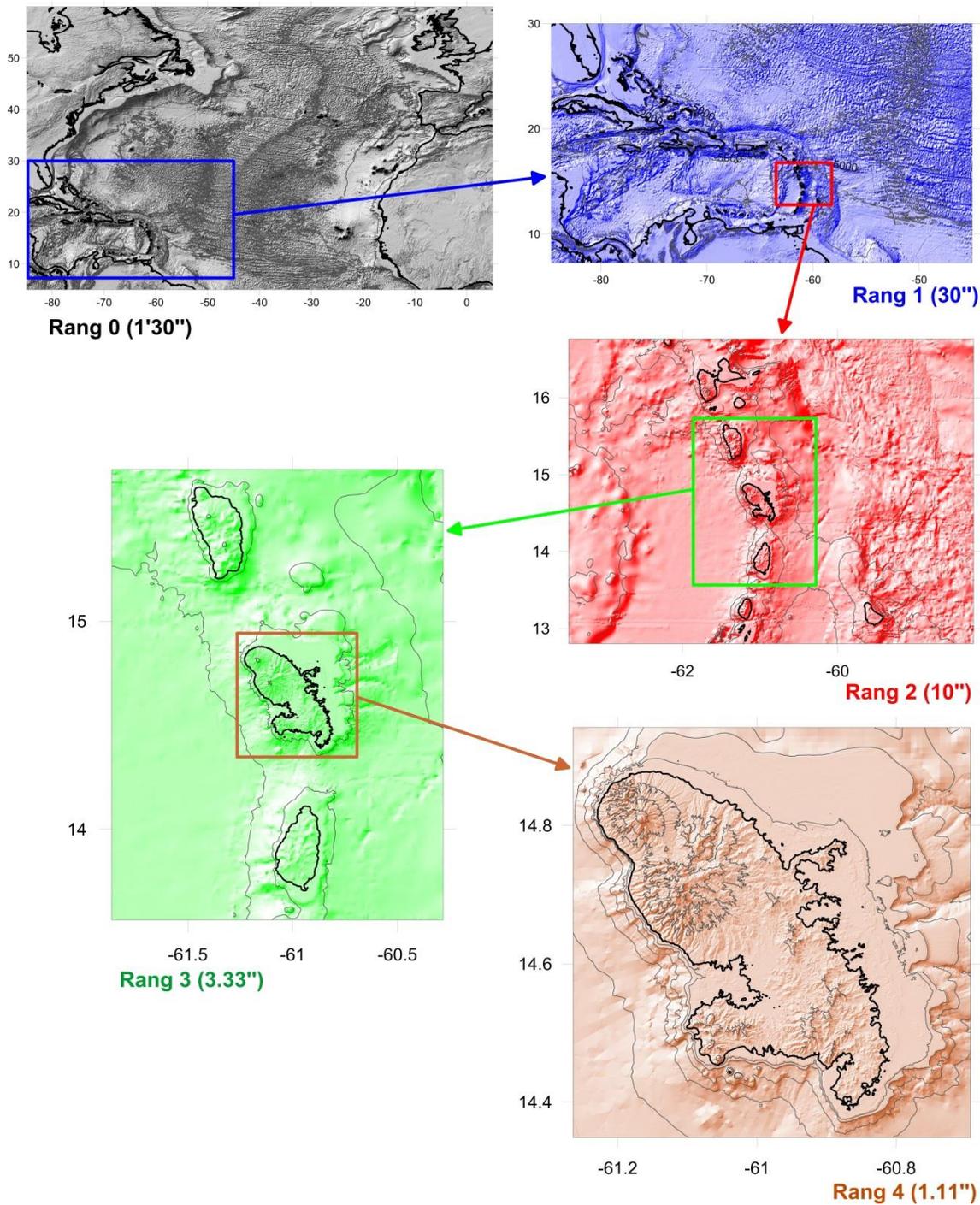
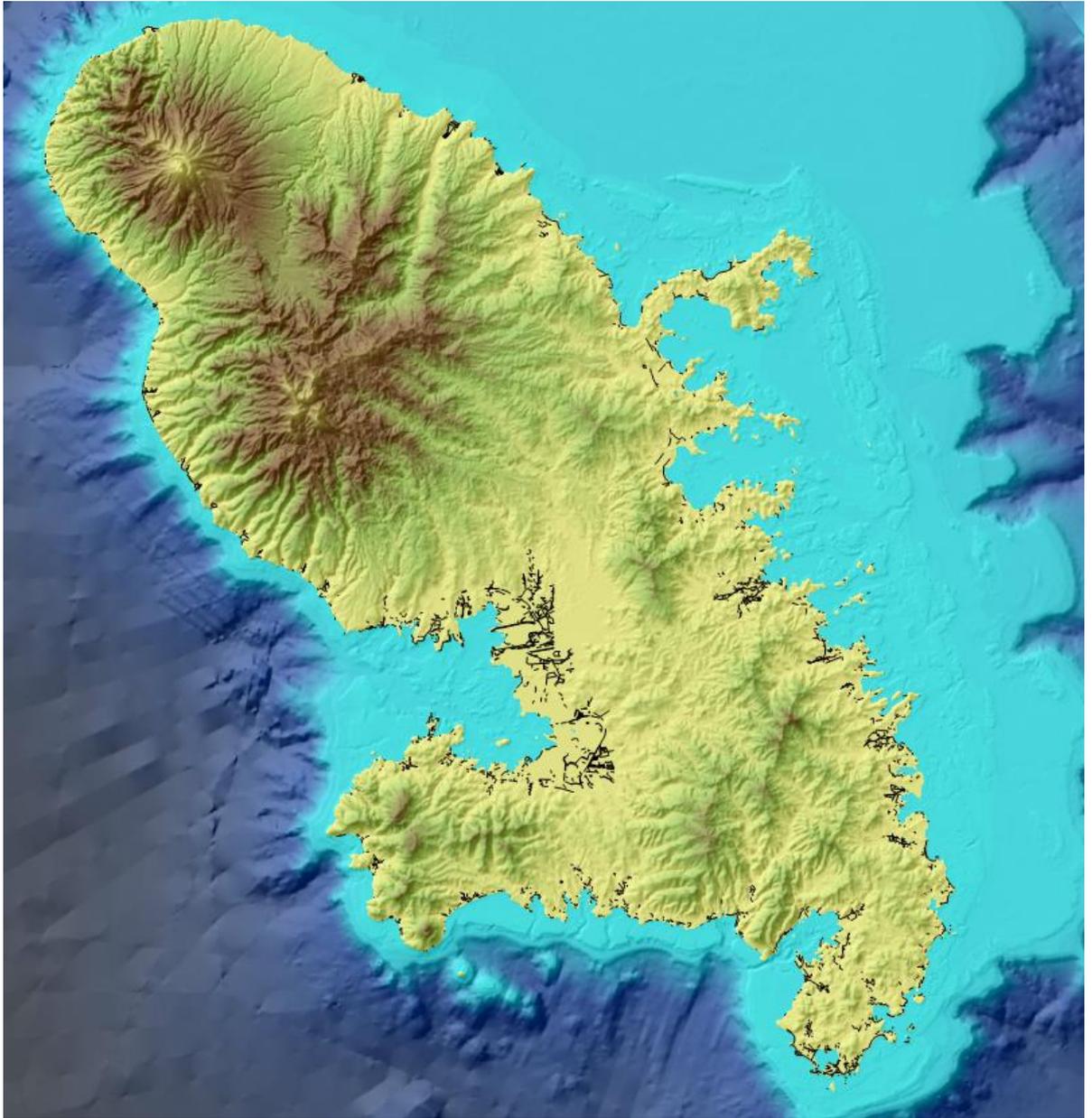


Illustration 68 – Emprises des 4 rangs emboîtés et aperçu des MNT associés à chaque rang de calcul



*Illustration 69 – Position des 2 056 « obstacles topographiques » (en noirs) identifiées dans les zones basses littorales de la Martinique*

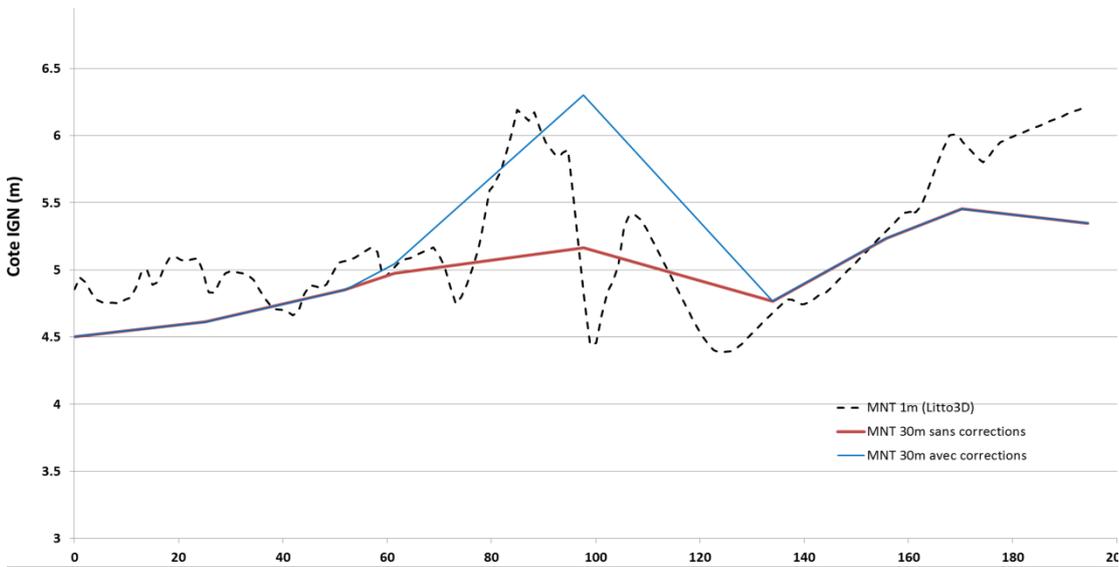


Illustration 70 – Exemple de l'amélioration du MNT pris en compte dans le modèle grâce à la digitalisation de ces obstacles topographiques : profil topographique en travers d'un remblai routier au niveau de Petit-Bourg: Litto3D à 1 m en pointillés noirs, MNT au rang 4 en rouge, MNT après correction en bleu)

### 7.3. DONNÉES D'ENTRÉES UTILISÉES POUR LA PRISE EN COMPTE DE L'OCCUPATION DU SOL

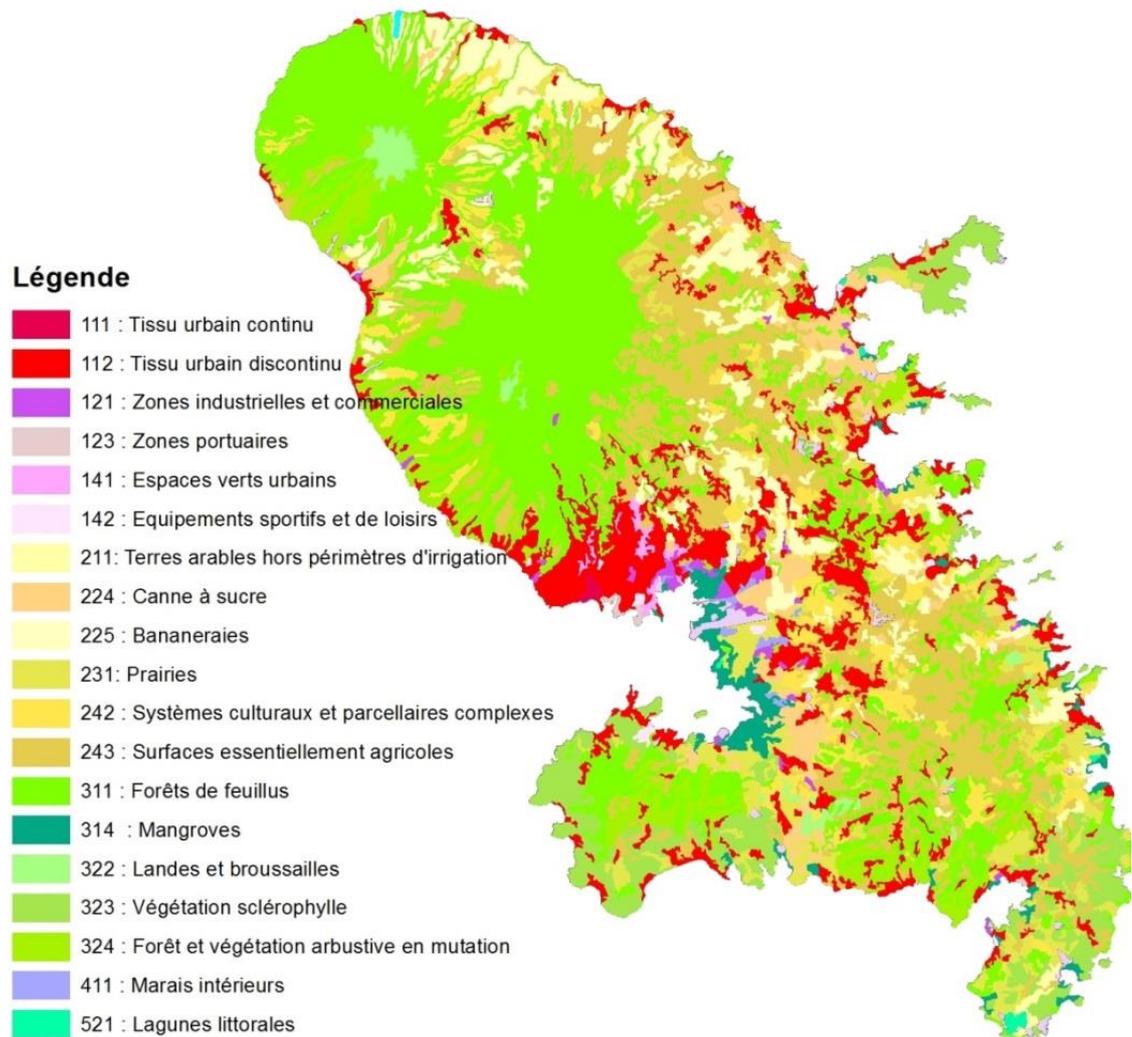
La nature de l'occupation du sol intervient sur la cinétique et la distance de propagation de l'inondation, de par les frottements générés au sol suivant sa nature. L'occupation du sol a donc été intégrée aux simulations de submersion sur la Martinique par la déclinaison en coefficients de friction (coefficients de Manning<sup>10</sup>).

La base de données européenne d'occupation du sol « *Corine Land Cover* » a été utilisée. L'extraction de cette base sur la Martinique est présentée à l'illustration 71.

Les différentes classes d'occupation du sol de « *Corine Land Cover* » ont tout d'abord été regroupées dans une typologie simplifiée puis se sont vues attribuer des valeurs de coefficients de Manning conformes à la littérature scientifique et présentés à l'illustration 72. Les fonds sous-marins ont par ailleurs été traités comme les surfaces en eau, avec un coefficient de Manning de  $0,025 \text{ s/m}^{1/3}$ .

<sup>10</sup> La formule de Manning est une formule empirique permettant d'estimer la vitesse moyenne d'un écoulement à surface libre, la vitesse de l'écoulement étant inversement proportionnelle à un coefficient dit « de Manning », déterminé de manière empirique selon la rugosité de la surface. On utilise aussi couramment des coefficients dit « de Strickler », qui correspondent en fait à l'inverse des coefficients de Manning.

La carte des coefficients de Manning, résultat de ces traitements, est présentée à l'illustration 73.



*Illustration 71 – Occupation du sol en Martinique d'après la base de données « Corine Land Cover »*

Libellé Corine Land Cover	Typologie	Coeff. Manning (s/m <sup>1/3</sup> )
Tissu urbain continu	Urbain dense	0.2
Zones industrielles et commerciales		
Zones portuaires (2 polygones à Fort-de-France)		
Tissu urbain discontinu	Urbain éparse	0.15
Aéroports	Prairie	0.04
Espaces verts urbains		
Prairies		
Végétation clairsemée		
Equipements sportifs et de loisirs (6 polygones)		
Terres arables hors périmètres d'irrigation	Champs	0.06
Systèmes culturaux et parcellaires complexes		
Surfaces essentiellement agricoles, interrompues par des espaces naturels importants		
Canne à sucre	Végétation arbustive dense	0.18
Bananaïes		
Landes et broussailles		
Mangroves	Mangrove	0.14
Vergers et petits fruits	Forêt éparse	0.15
Végétation sclérophylle		
Forêt et végétation arbustive en mutation		
Equipements sportifs et de loisirs (4 polygones)		
Palmeraies	Forêt dense	0.18
Forêts de feuillus		
Plages, dunes et sable	Sable	0.03
Zones intertidales	Roche	0.03
Roches nues		
Extraction de matériaux	Sol moyennement rugueux	0.12
Chantiers		
Marais intérieurs		
Plans d'eau	Zone en eau	0.025
Lagunes littorales		
Zones portuaires (1 polygone au Marin)		
Mers et océans		

Illustration 72 – Typologie de l'occupation du sol sur la base des classes de la base « Corine Land Cover » et attribution de coefficients de Manning

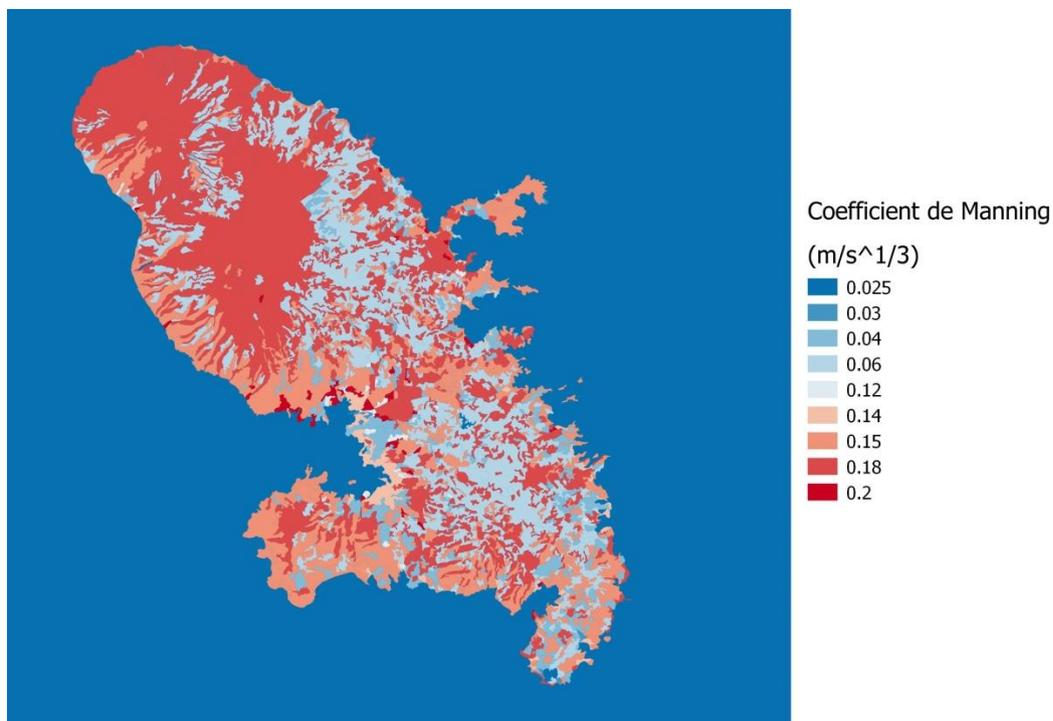


Illustration 73 – Carte des coefficients de Manning établie sur la base de l'occupation du sol « Corine Land Cover »

#### **7.4. VALIDATION DE LA CHAÎNE DE CALCULS : CONFRONTATION ENTRE OBSERVATIONS ET SIMULATION POUR LE SÉISME DE LISBONNE 1775**

Rare sont les événements historiques de tsunamis suffisamment documentés pour permettre de valider la chaîne de simulation jusqu'à l'échelle de la submersion en Martinique. Les deux événements historiques qui bénéficient actuellement d'observations suffisamment précises sont le séisme de 1843 et le séisme de Lisbonne en 1755.

De bonnes concordances ont été obtenues entre les résultats des simulations et les observations pour le séisme de 1843 : elles sont décrites au § 6.3.4.

En ce qui concerne le tsunami généré par le séisme de Lisbonne en 1755 dont les effets sont décrits au § 4.1.1, le document : « Journal d'un vieil habitant de Sainte-Marie » (consultable sur [www.tsunamis.brgm.fr](http://www.tsunamis.brgm.fr)) se révèle suffisamment précis sur les phénomènes observés à la Trinité pour être confronté aux résultats des simulations.

Aux échelles de l'Océan Atlantique et de l'Europe, des travaux menés parallèlement à la présente étude et s'appuyant sur la même chaîne de simulation ont montré que les simulations du tsunami de 1755 étaient relativement compatibles avec les observations disponibles, parmi tous les scénarios simulés, le scénario LISBONNE-4 (issu des propositions de Zitellini et al., 2004) s'avérant le plus pertinent vis-à-vis des observations historiques (Lemoine et al., 2015).

Les informations disponibles dans ce témoignage ont donc été confrontées aux résultats de la simulation de la submersion au rang 4 pour le scénario LISBONNE-4 (cf. tableau suivant). En effet, c'est ce scénario qui semble fournir les résultats les plus cohérents avec les observations disponibles, notamment en Martinique. Il convient toutefois de garder à l'esprit combien ce type de témoignage reste délicat à analyser et interpréter (position exacte de l'observateur, estimation visuelle des hauteurs de vagues...).

La confrontation entre les observations et la simulation numérique montre donc une certaine cohérence, la simulation permettant de reconstituer les principales caractéristiques du tsunami à la Trinité. Les résultats de la simulation montrent toutefois une tendance nette à la surestimation par rapport au témoignage disponible, ce qui peut s'expliquer directement par l'incertitude sur la source ; ainsi, Zitellini et al. (2009) ne disposent pas d'éléments précis concernant la valeur du glissement le long du plan de faille lors du séisme de 1755 ; les 2 scénarios envisagés (cf. § 6.3.10) en considérant des glissements de 10 m et 20 m conduisent à des résultats similaires à ceci près que l'amplitude du tsunami est directement liée à la valeur du glissement.

	<b>Observations historiques d'après</b> le « Journal d'un vieil habitant de Sainte-Marie » <sup>11</sup>	<b>Simulation au rang 4</b> (scénario LISBONNE-4, glissement 20m)
<b>Paramètres globaux</b>	Période d'environ 30 minutes	Période de 20 à 25 minutes
	Niveau max environ 3,60 m au-dessus des plus hautes marées	Elévation maximale du plan d'eau d'environ 5 m
<b>Chronologie</b>	Première vague d'environ 60 cm	Première vague d'environ 1.60 m
	Retrait en 4 minutes et assèchement sur environ 125 à 150m	Retrait plus long (environ 10 min), assèchement sur environ 200 m
	Remontée de l'eau et légère inondation	Deuxième vague à environ 4,30 m, début de l'inondation
	Retrait un peu moins fort que le précédent d'environ 15 cm	Retrait un peu moins important que le précédent
	Remontée un peu moins forte que la précédente d'environ 15 cm	Troisième vague à environ 2 m
	Retrait	Retrait
	Vague plus importante submergeant l'arrière du bourg et les maisons, plus forte que la deuxième vague d'environ 60 cm	Quatrième vague à environ 5 m (donc la plus importante), inondation un peu plus importante que sur la deuxième vague

*Illustration 74 – Confrontation des observations historiques et de la simulation à la Trinité pour le tsunami généré par le séisme de Lisbonne en 1755 (scénario LISBONNE-4, glissement 20 m)*

Les observations disponibles dans les autres secteurs de Martinique lors de cet événement (cf. § 4.1.1), sont sensiblement moins précises et valorisables mais il en ressort que des surélévations de l'ordre de 0,9 m auraient été observées à l'embouchure des rivières de Fort-de-France et du Lamentin, que 4 vagues auraient été observées au François conduisant à une inondation par 1 m d'eau, et que le phénomène aurait été peu sensible au Galion et non perçu au Robert et à Sainte-Marie. Là encore, les résultats issus de la simulation avec le scénario LISBONNE-4 considérant un glissement de 20 m semblent conduire globalement à une surestimation des phénomènes avec des surélévations du plan d'eau de 2 m au Galion, au Robert et à Sainte-Marie. Les surélévations simulées au niveau de Fort-de-France et du Lamentin ne dépassent cependant pas respectivement 0,3 m et 0,6 m, mais des effets locaux dans l'embouchure des rivières pourraient expliquer les écarts avec les observations historiques. Au François, la surélévation maximale du plan d'eau

<sup>11</sup> texte original consultable sur [tsunamis.brgm.fr](http://tsunamis.brgm.fr)

est de l'ordre de 1,5 m conduisant à une inondation par 1 à 1,5 m d'eau dans la Baie du François. Notons cependant que ces comparaisons sont limitées par les modifications topographiques et bathymétriques qui ont sans doute affecté le littoral depuis 1755.

Au final, malgré les incertitudes liées à la connaissance partielle de la source sismique responsable de l'événement de Lisbonne, la simulation numérique a permis de reconstituer une représentation plausible et réaliste (c'est-à-dire pour un événement ancien correspondant aux bons ordres de grandeurs) de l'impact du tsunami sur la Martinique. Il peut donc être considéré que la chaîne de modélisation est validée pour la simulation de tsunamis jusqu'à la Martinique, y compris pour des événements trans-océaniques.



## 8. Présentation des résultats des simulations au rang 4

Pour chaque source, l'ensemble des scénarios jugés comme scientifiquement plausibles (cf. chapitre 5 et chapitre 6) ont été simulés jusqu'au Rang 3 (maille 100 m x 100 m) voire au Rang 4 (30 m x 30 m). Les simulations ont été arrêtées au Rang 3 quand les impacts étaient négligeables à ce stade. Pour chaque scénario simulé, les résultats en termes d'élévation maximale du plan d'eau sont présentés en annexe.

### 8.1. RÉSULTATS PAR SOURCES TSUNAMIGÈNES

#### 8.1.1. Sources gravitaires

L'illustration 75 synthétise les principaux résultats issus des simulations au Rang 4 pour chacune des sources gravitaires ; les maximums d'altitude ont été distingués par façade (Nord-Atlantique, Sud-Atlantique, Nord-Caraïbes, Sud), les temps d'arrivée sont issus d'une analyse des simulations (critère d'une surélévation de 5 cm) et la polarité indique si un retrait précurseur est susceptible d'alerter les personnes exposées. L'élévation maximale du plan d'eau peut localement s'écarter de celle indiquée et il convient de se référer aux illustrations suivantes et aux annexes pour plus de détails.

D'après les simulations, aucune source gravitaire ne conduit à des élévations du plan d'eau supérieures à 10 m d'altitude (sauf localement pour la source gravitaire La Palma, des valeurs entre 10 et 12 m sont atteintes dans le bourg de Tartane).

Cette analyse ne comporte toutefois pas les résultats de la simulation des trois scénarios considérés comme peu plausibles :

- PALMA-1 : Ce scénario pourrait conduire à des élévations du plan d'eau dépassant 10 m (voire 15 m) sur tout le Nord-Atlantique et le Sud du Sud-Atlantique et des élévations de plusieurs mètres sur le reste de l'île ;
- PELEE-3 : Ce scénario conduit à des élévations globalement de 0,6 à 1 m ; ces valeurs sont potentiellement beaucoup plus importantes dans le Nord-Caraïbes mais le modèle ne peut correctement reproduire les effets en champ proche (cf. § 5.8) ;
- KEJ-4 : ce scénario pourrait conduire à des élévations du plan d'eau de 1 à 1,5 m (localement plus de 2 m) sur toute la façade Caraïbes et de quelques décimètres sur le Nord-Atlantique (le Sud-Atlantique restant majoritairement épargné).

Source	Altitude max à la côte (NGM)	Temps d'arrivée	Polarité
Kick'em Jenny	NA : 0,1 à 0,6 m SA : < 0,2 m NC : 1 à 2 m S : 0,1 à 2 m	25 à 35 min en façade Caraïbes	Pas de retrait initial significatif
Montagne Pelée - Lahars	NA : < 0,25 m SA : < 0,1 m NC : 0,4 à 1,6 m S : 0 à 0,8 m	0 à 4 min pour le NC, 4 à 10 min pour le SC	Pas de retrait
Sainte Lucie – Soufrière Volcanic Center	NA : 0,3 à 0,6 m SA : 0 à 0,25 m NC : 0,3 à 1 m S : 0,1 à 1,5 m	De 10 min au SC jusqu'à 35 min à la Caravelle	Pas de retrait
Dominique – Plat Pays Complex	NA : 0,6 à 1,8 m SA : 0,1 à 0,5 m NC : 0,4 à 2,3 m S : 0,3 à 2 m	5 à 10 min pour le NC, 15 min pour SC, 15 à 25 min pour NA	Pas de retrait
La Palma	NA : 5 à 10 m SA : 3 à 7 m NC : 1 à 2 m S : 1 à 4,5 m	Environ 06h10	Pas de retrait initial

*Illustration 75 - Synthèse des différentes sources gravitaires en termes d'élévation maximale du plan d'eau par façade (NA : Nord-Atlantique ; SA : Sud-Atlantique ; NC : Nord-Caraïbes ; S : Sud), de temps d'arrivée et de présence d'un éventuel retrait précurseur.*

Pour chaque source, la carte finale présentée ci-après au rang 4 (30 m x 30 m), présente l'élévation maximale du plan d'eau. Cette carte intègre l'ensemble des scénarios et donc l'incertitude scientifique sur la connaissance physique des phénomènes.

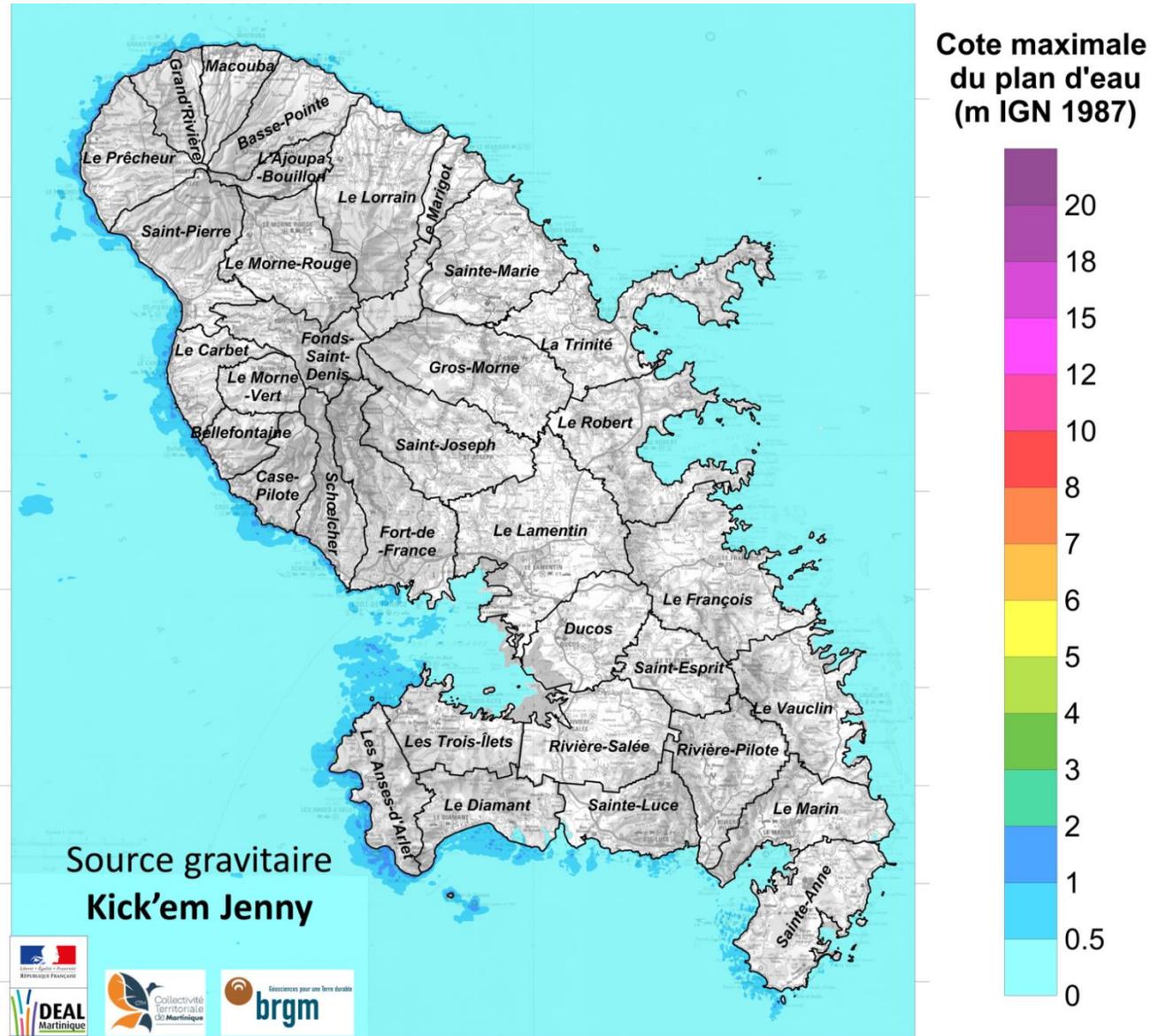


Illustration 76 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Kick'em Jenny » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios KEJ-1, KEJ-2, KEJ-3)

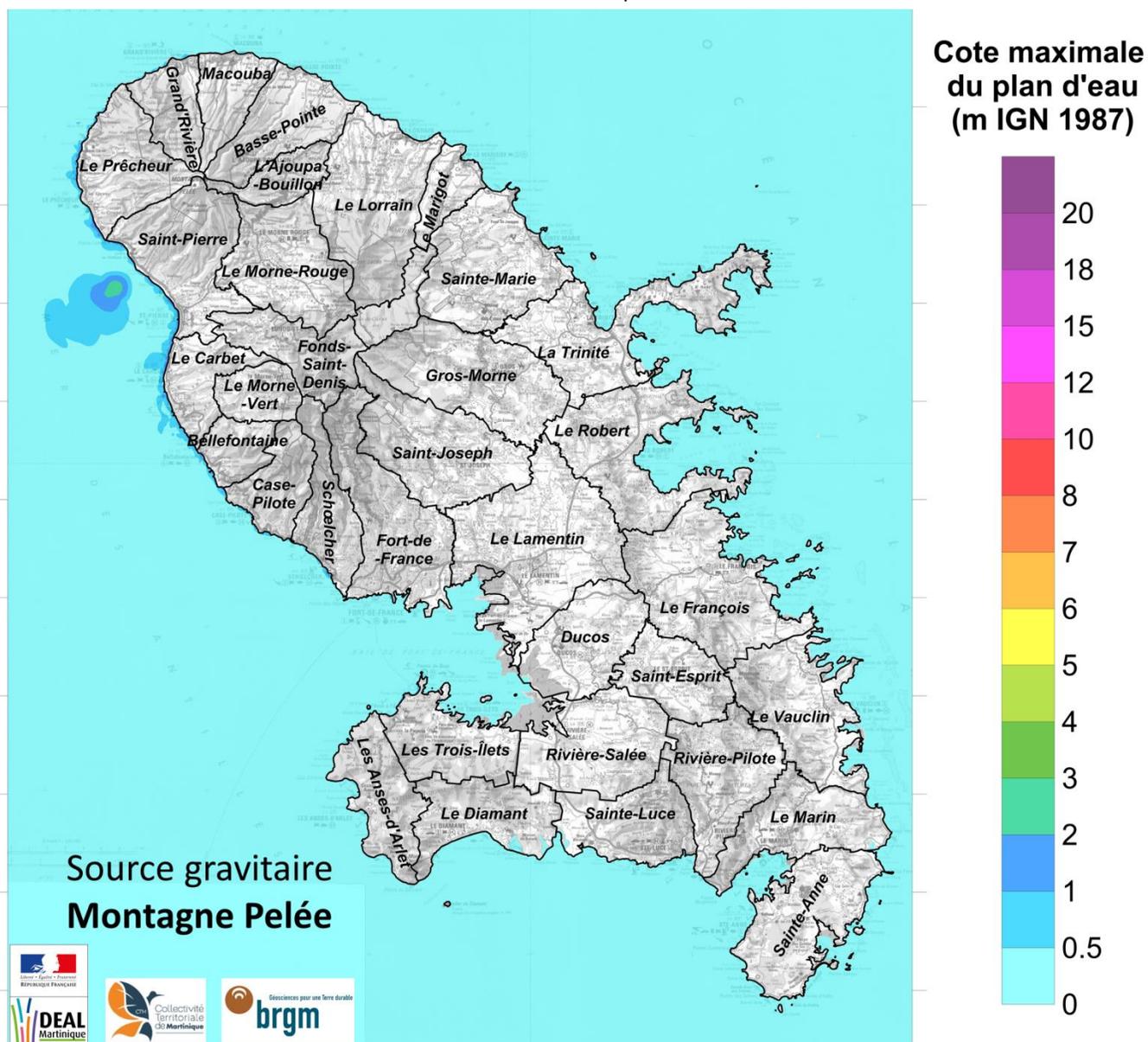


Illustration 77 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Montagne Pelée - lahars » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios PELEE-1, PELEE-2)

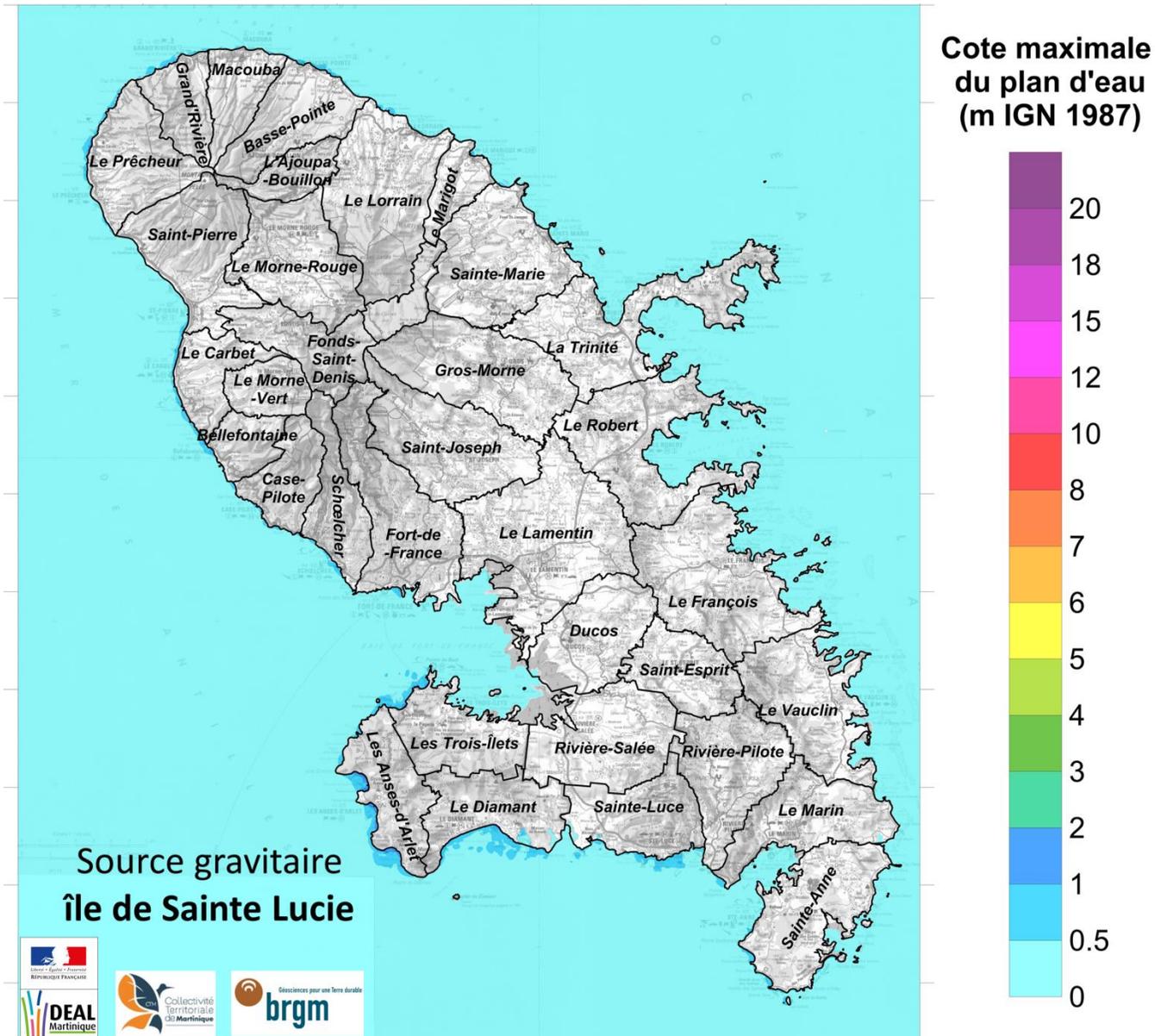


Illustration 78 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Sainte-Lucie – Soufrière Volcanic Center » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios STELUCIE-1, STELUCIE-2, STELUCIE-3, STELUCIE-4)

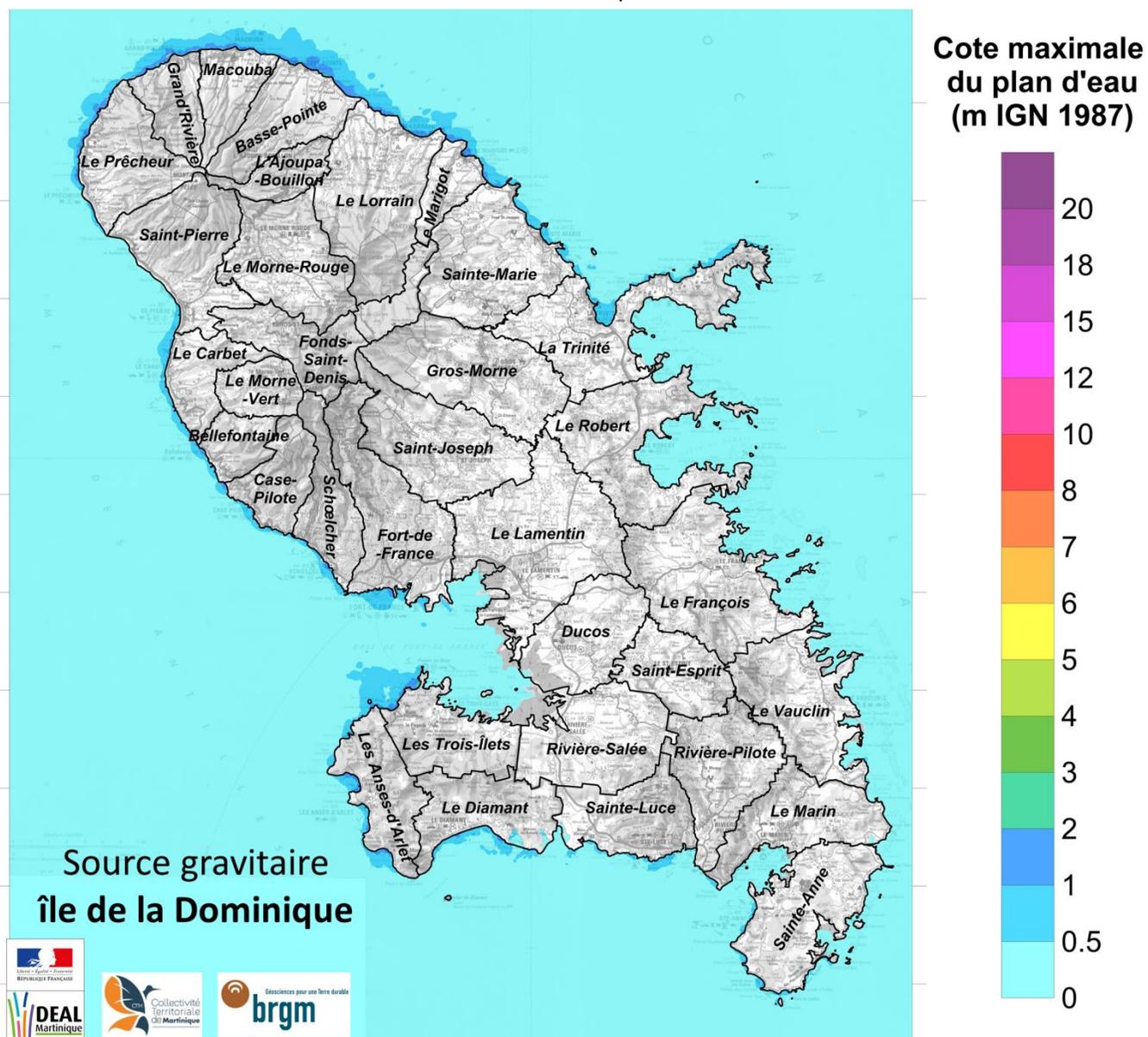


Illustration 79 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « Dominique – Plat Pays Complex » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios DOMINIQUE-1, DOMINIQUE-2, DOMINIQUE-3)

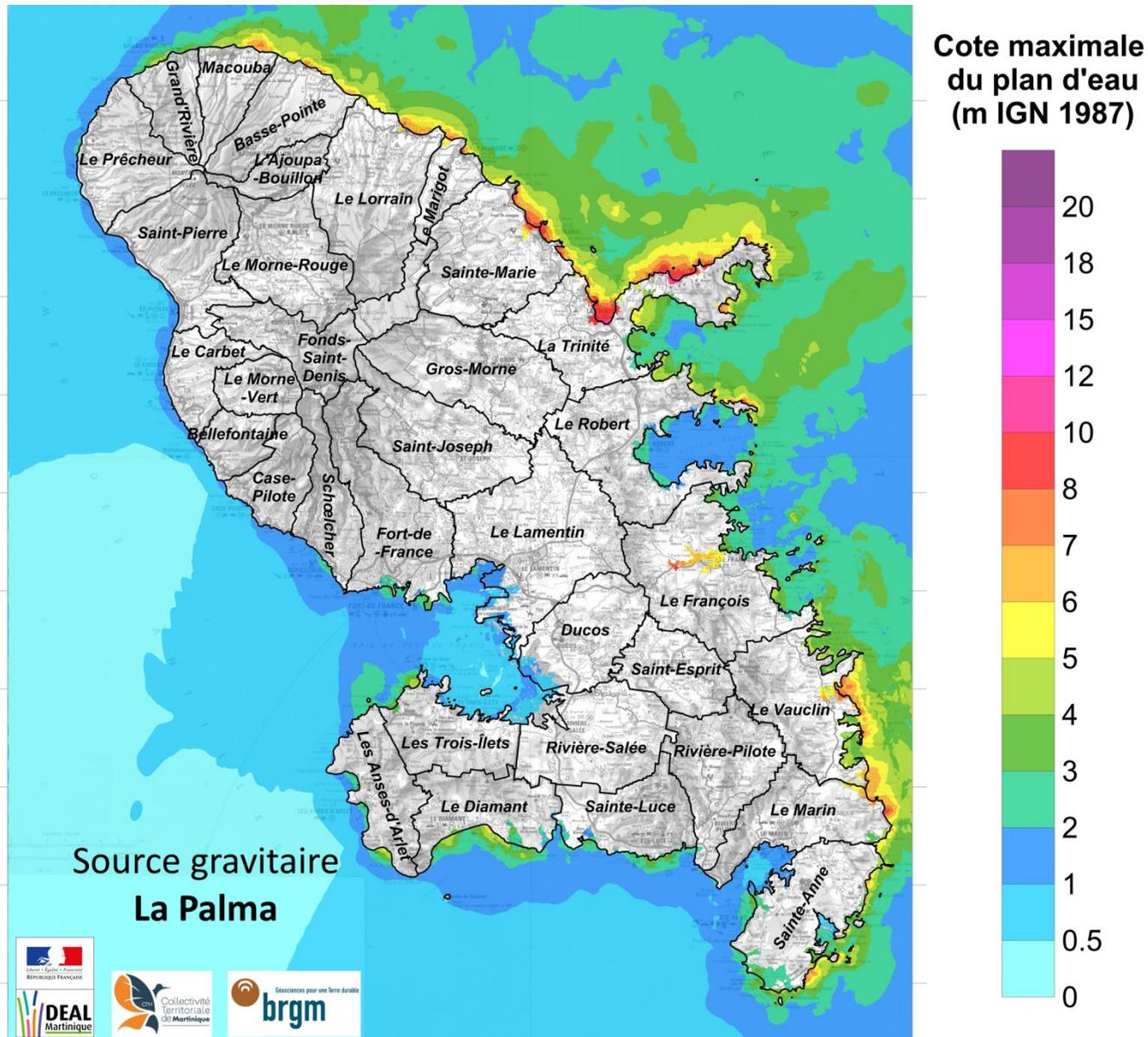


Illustration 80 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source gravitaire « La Palma » (résultat issu des simulations, au Rang 4 du scénario PALMA-2)

### 8.1.2. Sources sismiques

L'illustration 81 synthétise les principaux résultats issus des simulations au Rang 4 pour chacune des sources sismiques ; les maximums d'altitude ont été distingués par façade (Nord-Atlantique, Sud-Atlantique, Nord-Caraïbes, Sud), les temps d'arrivée sont issus d'une analyse des simulations (critère d'une surélévation de 5 cm), et la polarité indique si un retrait précurseur est susceptible d'alerter les personnes exposées. L'élévation maximale du plan d'eau peut localement s'écarter de celle indiquée, et il convient de se référer aux illustrations suivantes et aux annexes pour plus de détails.

La source « Interface de Subduction des Petites Antilles » est la seule à pouvoir générer une altitude de la submersion marine (altitude du run-up) supérieure à 10 m, sur la côte Est de la Martinique.

Source	Altitude max à la côte (NGM)	Temps d'arrivée	Polarité
Fosse de Muertos	NA : 0,2 à 1 m SA : 0,2 à 0,4 m NC : 0,1 à 0,2 m S : 0,2 à 0,8 m	Entre 01h05 et 01h15 du Nord-Ouest vers le Sud-Ouest	Pas de retrait initial significatif
Passage d'Anegada	NA : 0,6 à 0,9 m SA : 0,2 à 0,5 m NC : 0,2 à 0,7 m S : 0,3 à 0,7 m	Entre 01h10 au Nord-Ouest et 01h40 au Sud Atlantique	Retrait initial potentiellement significatif (10 à 15 cm)
Fosse de Puerto Rico	NA : 0,5 à 2,7 m SA : 0,5 à 2 m NC : 0,3 à 0,5 m S : 0,3 à 1,1 m	Entre 01h00 en façade Est et 01h30 en fond de la Baie de Fort-de-France	Retrait initial probablement imperceptible (centimétrique)
Interface de Subduction des Petites Antilles	NA : 5 à 27 m SA : 6 à 15 m NC : 2 à 2,5 m S : 1,5 à 5 m	Entre instantané en façade Atlantique (mais typiquement plutôt 10-20 min) et 40 à 50 min (façade Caraïbes et fonds de baies)	En général, retrait initial (possiblement absent / imperceptible)
Ride de Sainte Lucie	NA : 2 à 8 m SA : 1 à 8 m NC : 0,5 à 1,5 m S : 0,2 à 1,5 m	Entre 15 min au Nord et 30 min au fond des baies	Retrait potentiellement perceptible (décimétrique en NC et potentiellement SC)
Prisme de la Barbade	NA : 0,3 à 0,6 m SA : 0,2 à 0,6 m NC : 0,08 à 0,3 m S : 0,1 à 0,9 m	Entre 20 et 40 minutes du Sud-Est au Nord	Pas de retrait initial
Graben de Marie-Galante	NA : 2,5 à 5 m SA : 0,6 à 1,5 m NC : 0,3 à 2,6 m S : 0,3 à 1,5 m	Entre 15-20 min au Nord et façade Atlantique et 20 à 40 min en façade Caraïbes et fonds de baies	Pas de retrait initial
Structures crustales locales : Faille Sainte	NA : 0,1 à 0,4 m SA : 0,1 à 0,3 m NC : 0,1 à 0,2 m S : 0,2 à 1,7 m	D'instantané au Sud-Est à 10 min en façade Caraïbes et à plus de 30 min en façade Atlantique	

Luce			
Nord Venezuela	NA : 1,5 à 4 m SA : 0,7 à 1,5 m NC : 1 à 2,7 m S : 1 à 2,5 m	Entre 01h30 en façade Ouest (01h45 au fond de la Baie de Fort-de-France) et 02h00 en façade Est	Retrait initial probablement imperceptible (centimétrique)
Ouest Gibraltar	NA : 0,5 à 5 m SA : 0,6 à 2,5 m NC : 0,3 à 0,6 m S : 0,3 à 1 m	Entre 07h10 et 07h40, voire plus dans les fonds de baies	Pas de retrait initial significatif

*Illustration 81 - Synthèse des différentes sources sismiques en termes d'élévation maximale du plan d'eau par façade (NA : Nord-Atlantique ; SA : Sud-Atlantique ; NC : Nord-Caraïbes ; S : Sud), de temps d'arrivée et de présence d'un éventuel retrait précurseur*

Pour chaque source, la carte finale présentée ci-après au rang 4 (30 m x 30 m), représente l'élévation maximale du plan d'eau. Pour chaque source, elle intègre l'ensemble des scénarios retenus et donc l'incertitude scientifique sur la connaissance physique des phénomènes..

Pour la source « Interface de Subduction des Petites Antilles », la valeur seuil de magnitude 8.5 (introduite au § 6.3.4) permet de distinguer cartographiquement l'effet des méga événements.

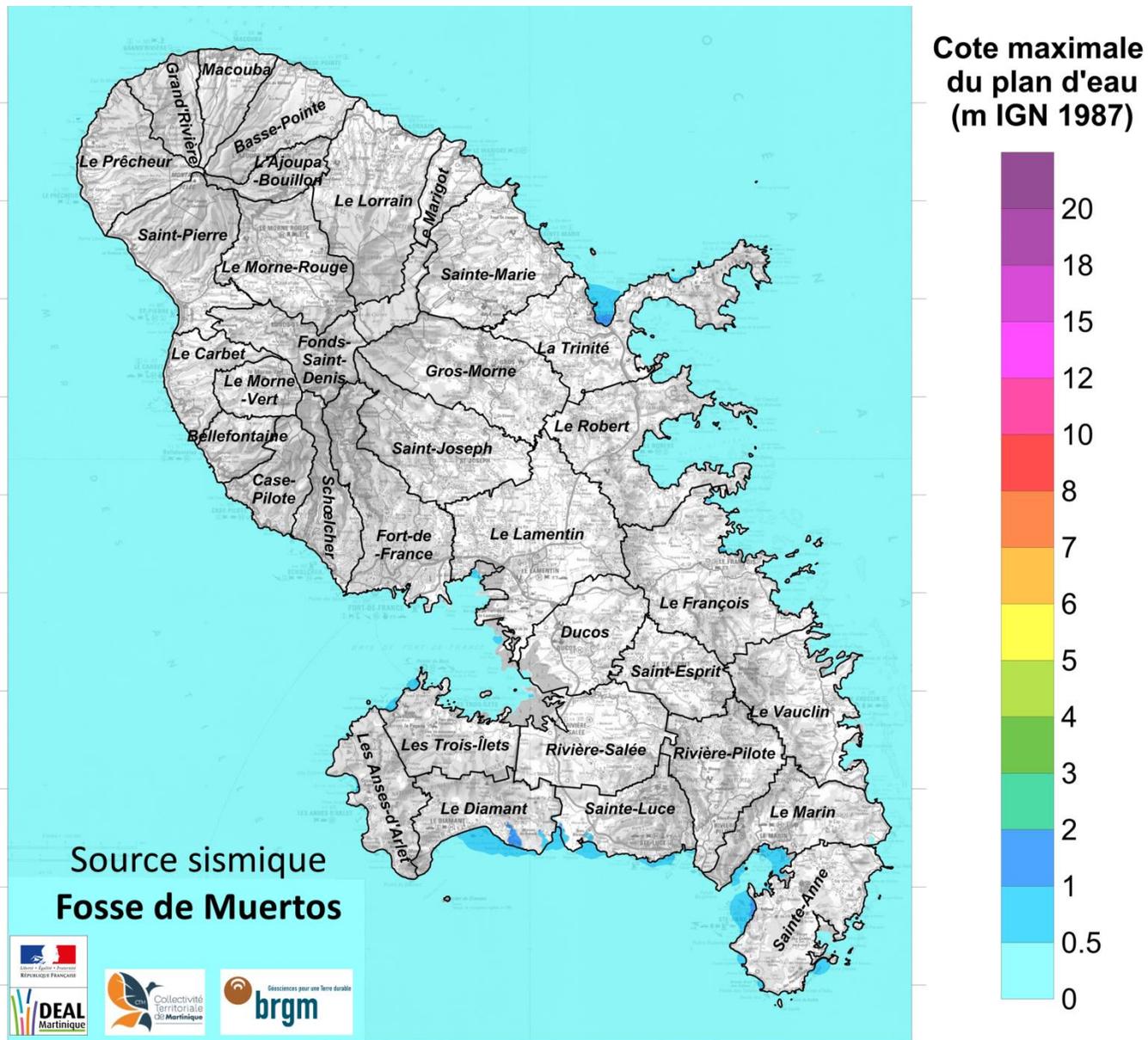


Illustration 82 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Fosse de Muertos » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario MUERTOS-3)

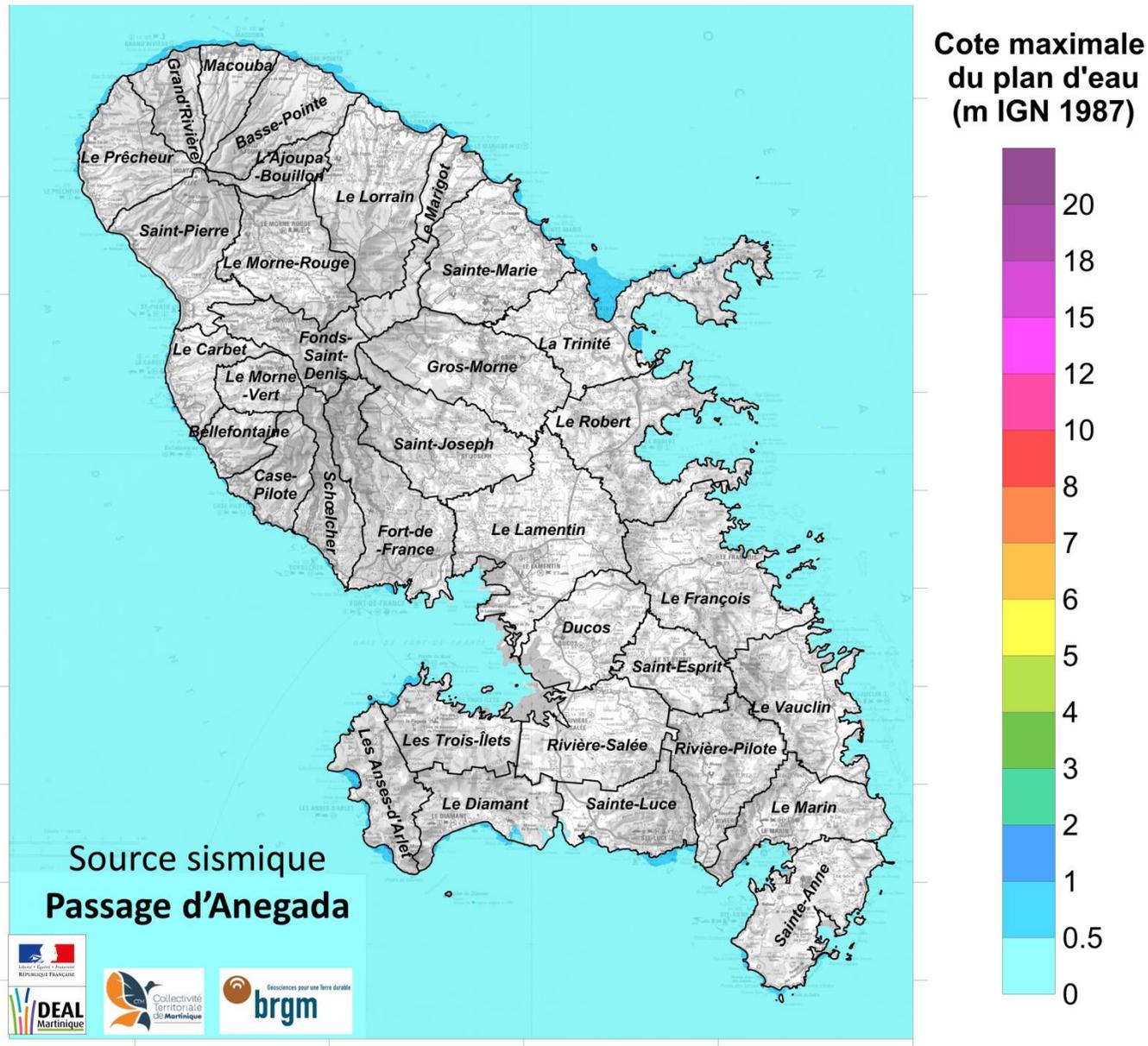


Illustration 83 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Passage d'Anegada » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario ANEGADA-5)

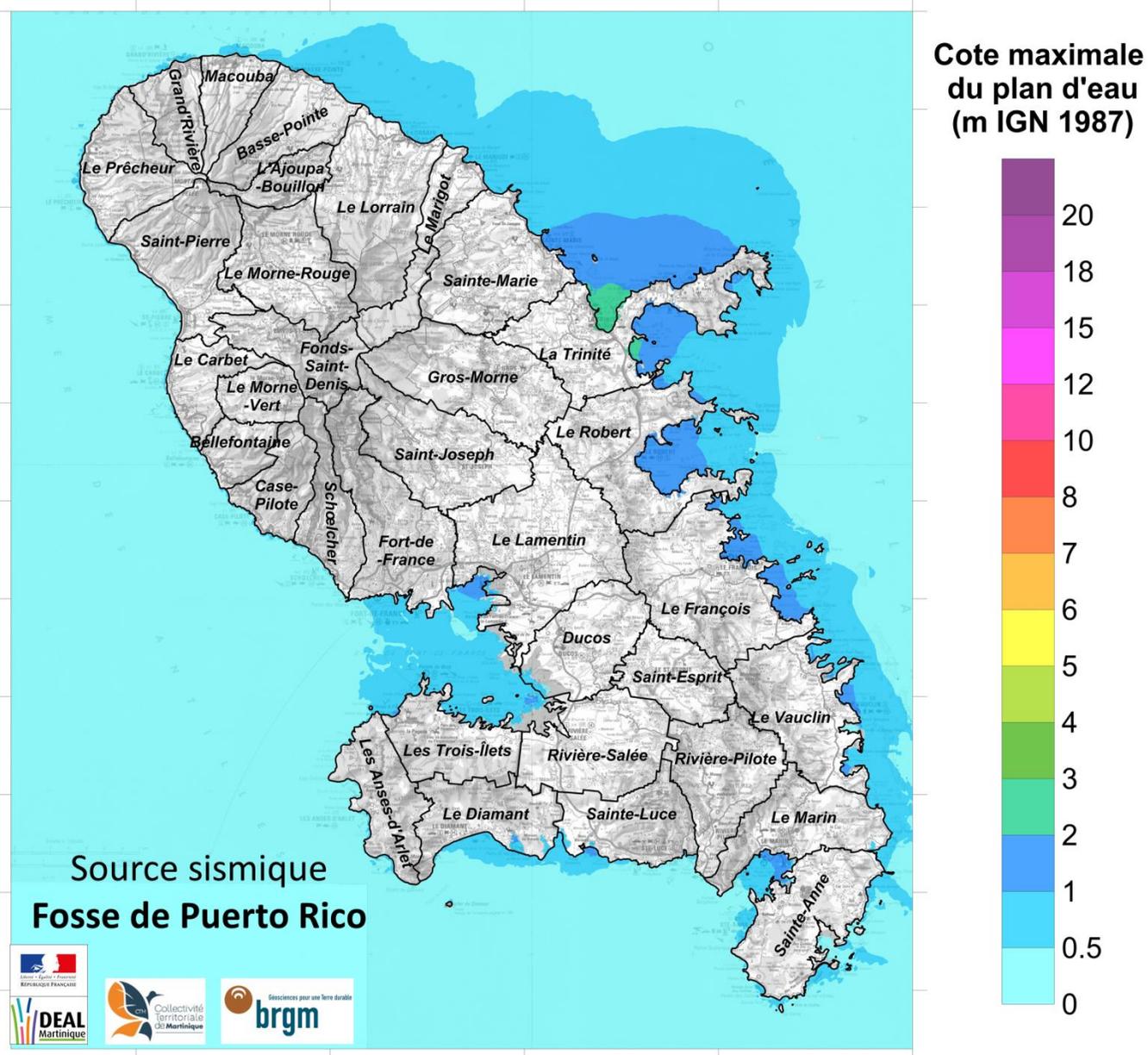


Illustration 84 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Fosse de Puerto Rico » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios PUERTORICO-3 et PUERTORICO-4)

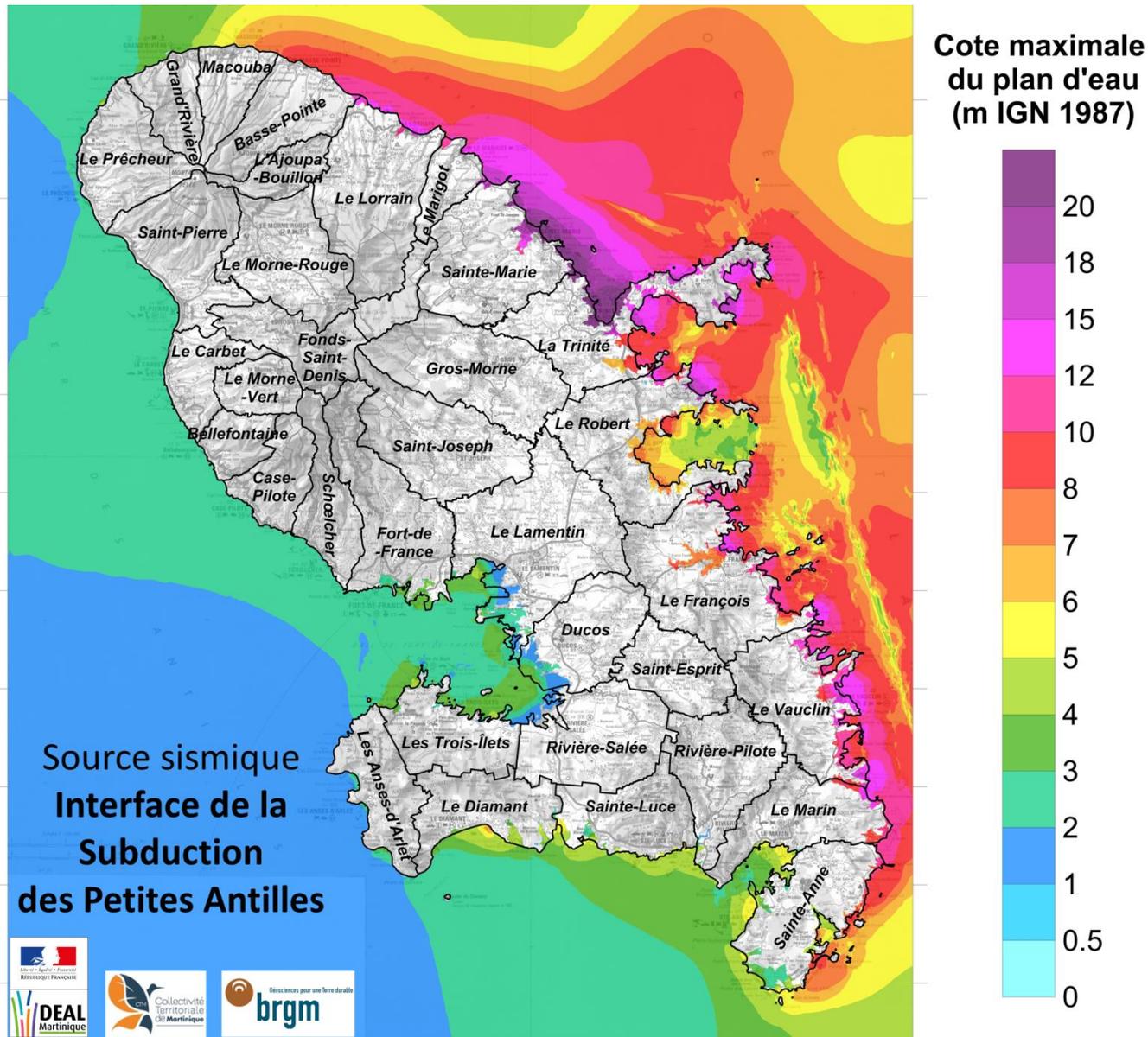


Illustration 85 - Élévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios SUBDUCTION-1, SUBDUCTION-2, SUBDUCTION-3, SUBDUCTION-4, SUBDUCTION-5, SUBDUCTION-6, SUBDUCTION-9 et SUBDUCTION-11)

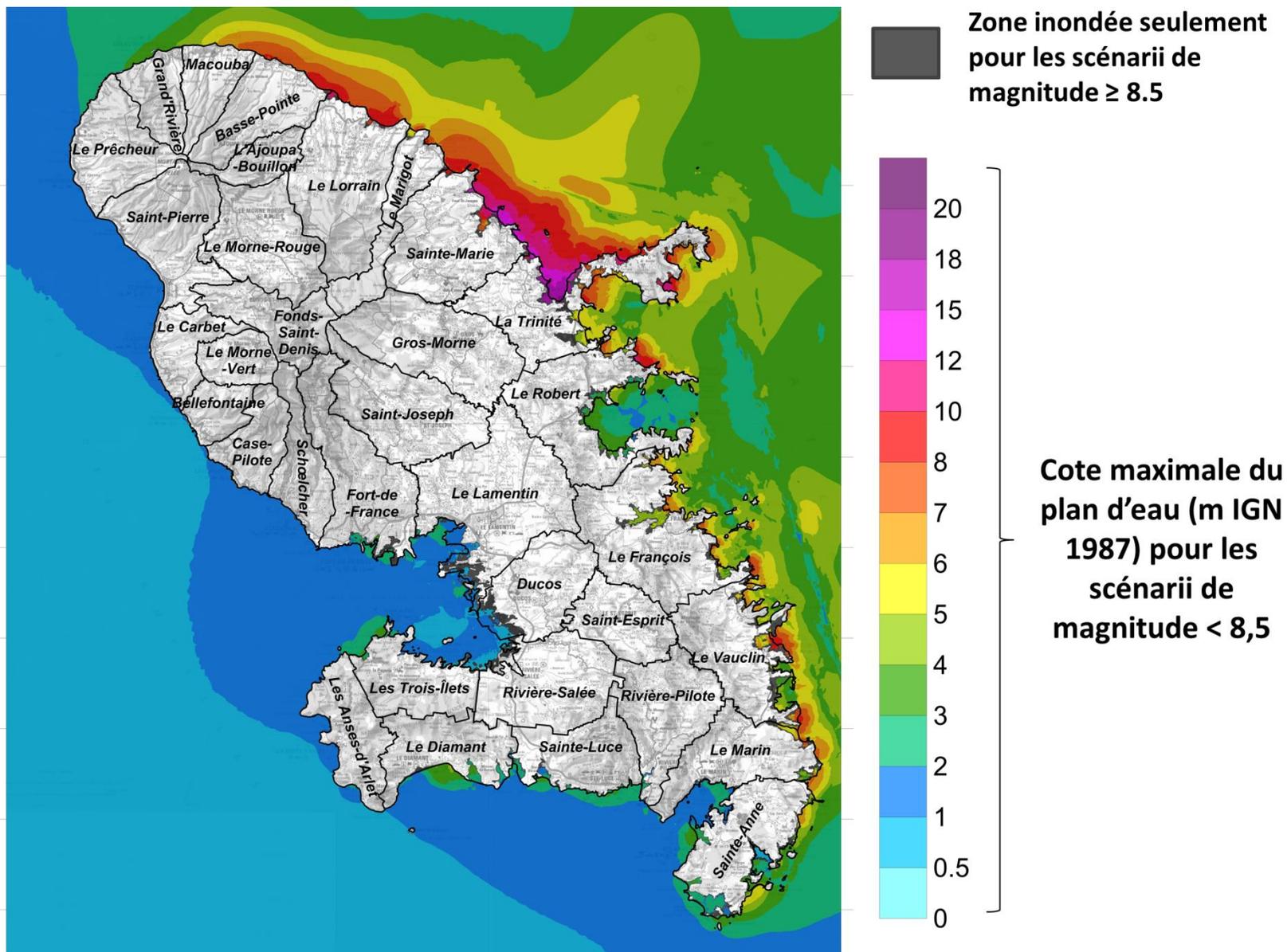


Illustration 86 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios SUBDUCTION-1, SUBDUCTION-2, SUBDUCTION-3, SUBDUCTION-4, SUBDUCTION-5, SUBDUCTION-6, SUBDUCTION-9 et SUBDUCTION-11)

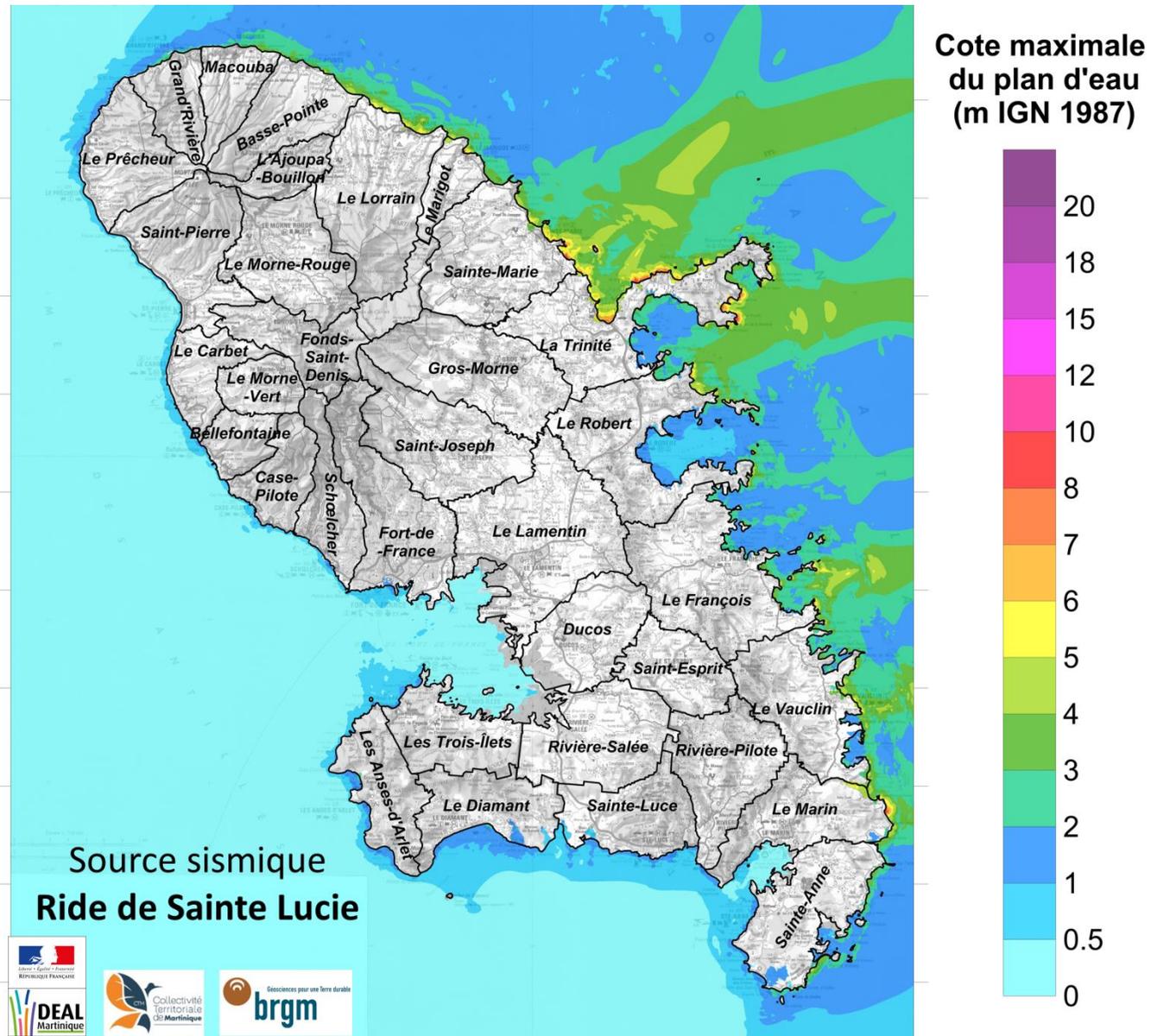


Illustration 87 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Ride de Sainte-Lucie » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios RIDESTELUCIE-1 et RIDESTELUCIE-2)

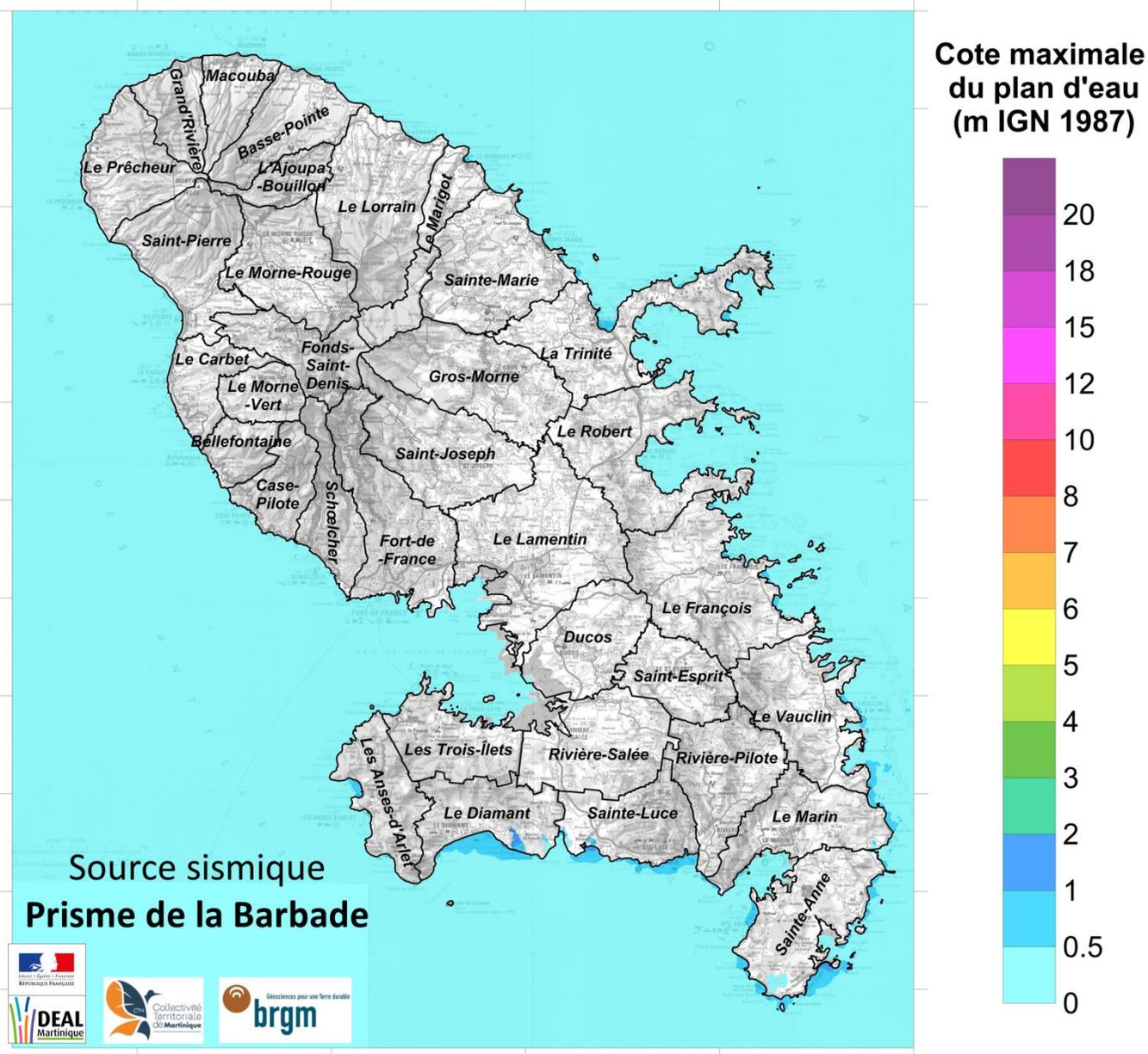


Illustration 88 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Prisme de la Barbade » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario PRISMEBARBADE-2)

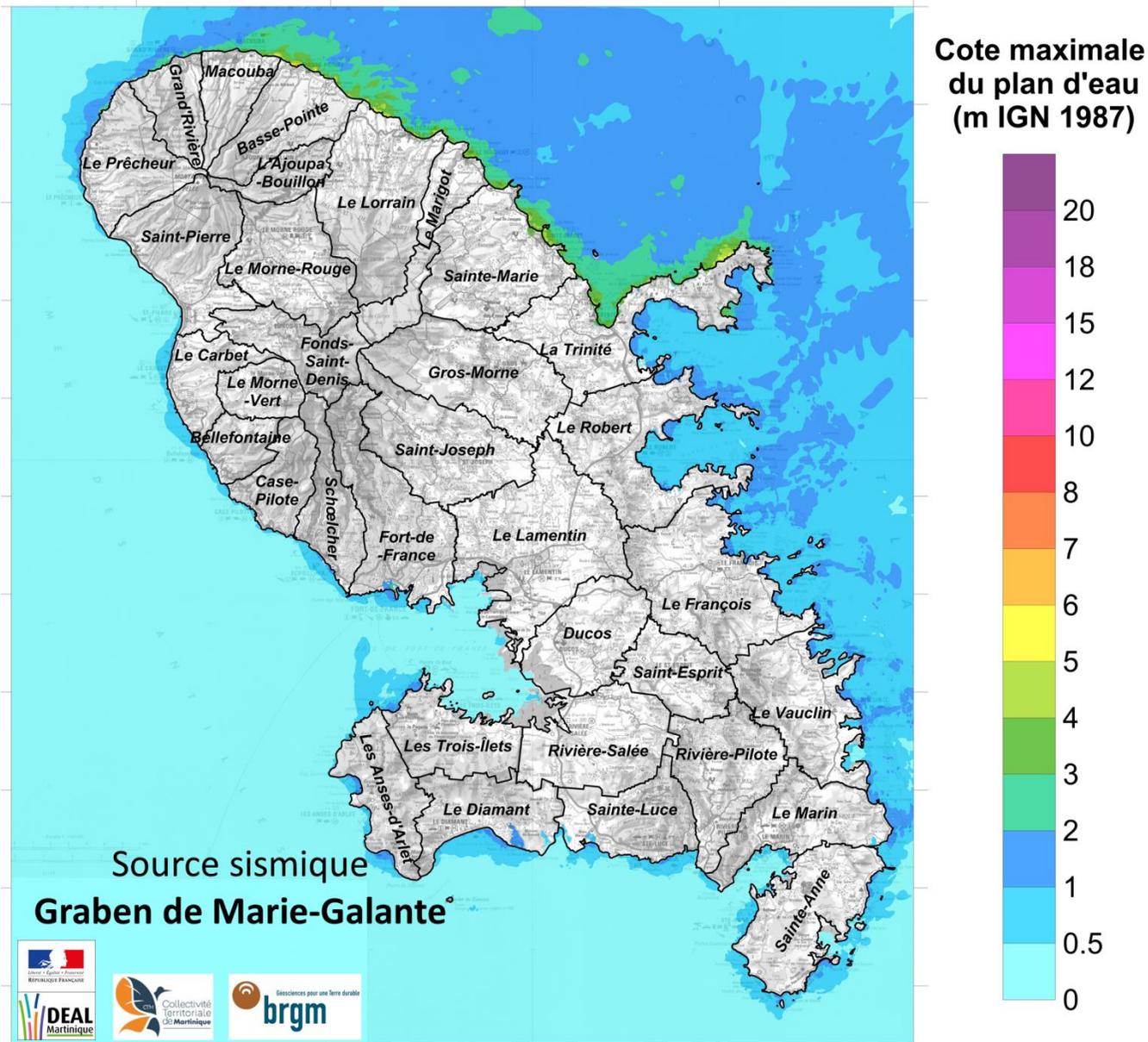


Illustration 89 - Elevation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Graben de Marie-Galante » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios MARIEGALANTE-3 et MARIEGALANTE-4)

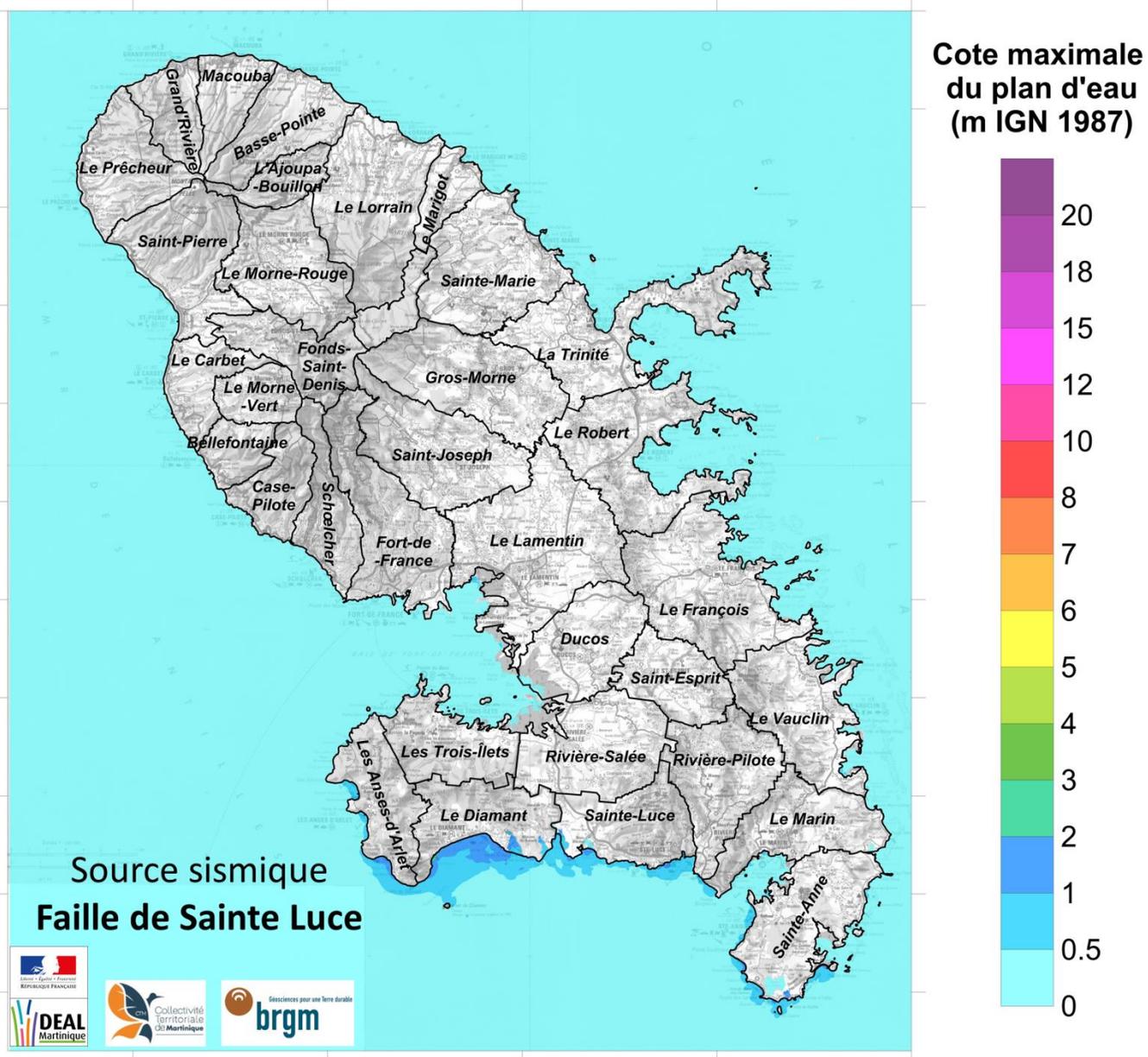


Illustration 90 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario SAINTELUCE-1)

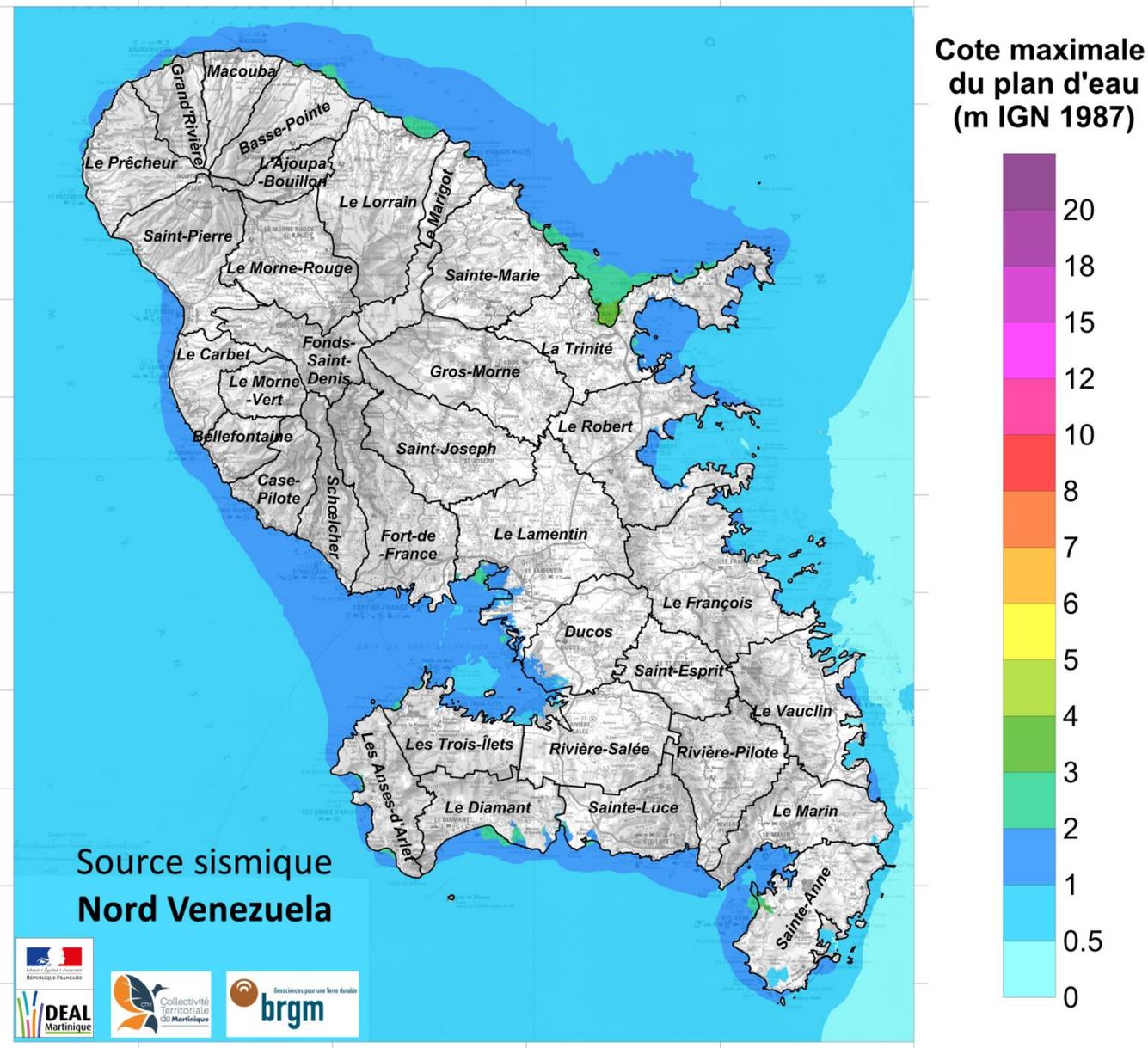


Illustration 91 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Nord Vénézuéla » (résultat issu de la simulation au Rang 4 du scénario VENEZUELA-1)

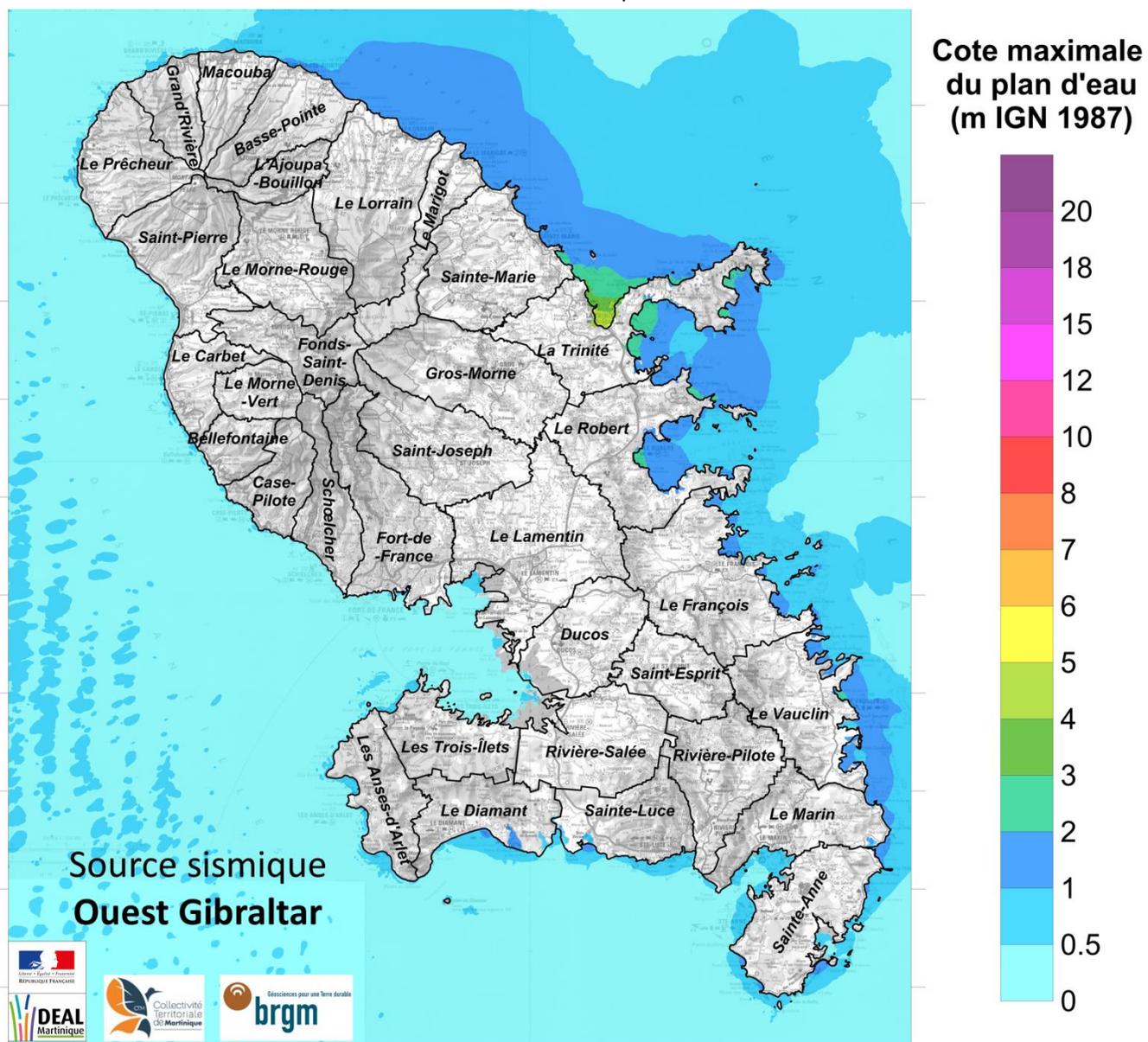


Illustration 92 - Elévation maximale du plan d'eau au Rang 4 pour la source sismique « Ouest Gibraltar » (résultat issu des simulations au Rang 4 des scénarios LISBONNE-3, LISBONNE-4 et LISBONNE-6)



## **8.2. RÉSULTATS TOUTES SOURCES CONFONDUES SISMIQUES OU GRAVITAIRES**

### **8.2.1. Sources sismiques**

L'illustration 93 représente la côte maximale du plan d'eau (à terre ou en mer), toutes sources sismiques confondues. L'analyse des différents scénarios montre que la côte maximale correspond en réalité à la source « Interface de la Subduction des Petites Antilles », et notamment au scénario SUBDUCTION-3 et localement au scénario SUBDUCTION-4 (Sud du fond de la Baie de Fort de France, Le Robert...). Ces scénarios correspondent à des hypothèses majorantes crédibles de séismes interplaques au large de la Martinique, au niveau de l'hypocentre de l'événement de 1839.

A la donnée d'altitude de l'inondation, une information complémentaire est également disponible : la hauteur de l'inondation attendue à terre (cf. Illustration 94).

### **8.2.2. Sources gravitaires**

L'illustration 95 représente la côte maximale du plan d'eau (à terre ou en mer), toutes sources gravitaires confondues. L'analyse des différents scénarios montre que la côte maximale correspond en réalité à la source « La Palma ».

A la donnée d'altitude de l'inondation, une information complémentaire est également disponible : la hauteur de l'inondation attendue à terre (cf. Illustration 96).

## **8.3. MÉTADONNÉES DES DONNÉES NUMÉRIQUES REMISES A LA DEAL ET LA CTM**

Les données numériques associés à ces résultats cartographiques ont été remises à la DEAL et à la CTM. Les métadonnées associées sont :

- Données attributaires : élévation maximale du plan d'eau (m) et hauteur d'inondation à terre (m)
- Format : .grd directement visualisable sous Qgis
- Résolution : 30 m ;
- Système de coordonnées : WGS 84 ;
- Echelle maximale d'exploitation : à cette résolution, il n'est pas conseillé d'exploiter les résultats au-delà de 1/50 000.

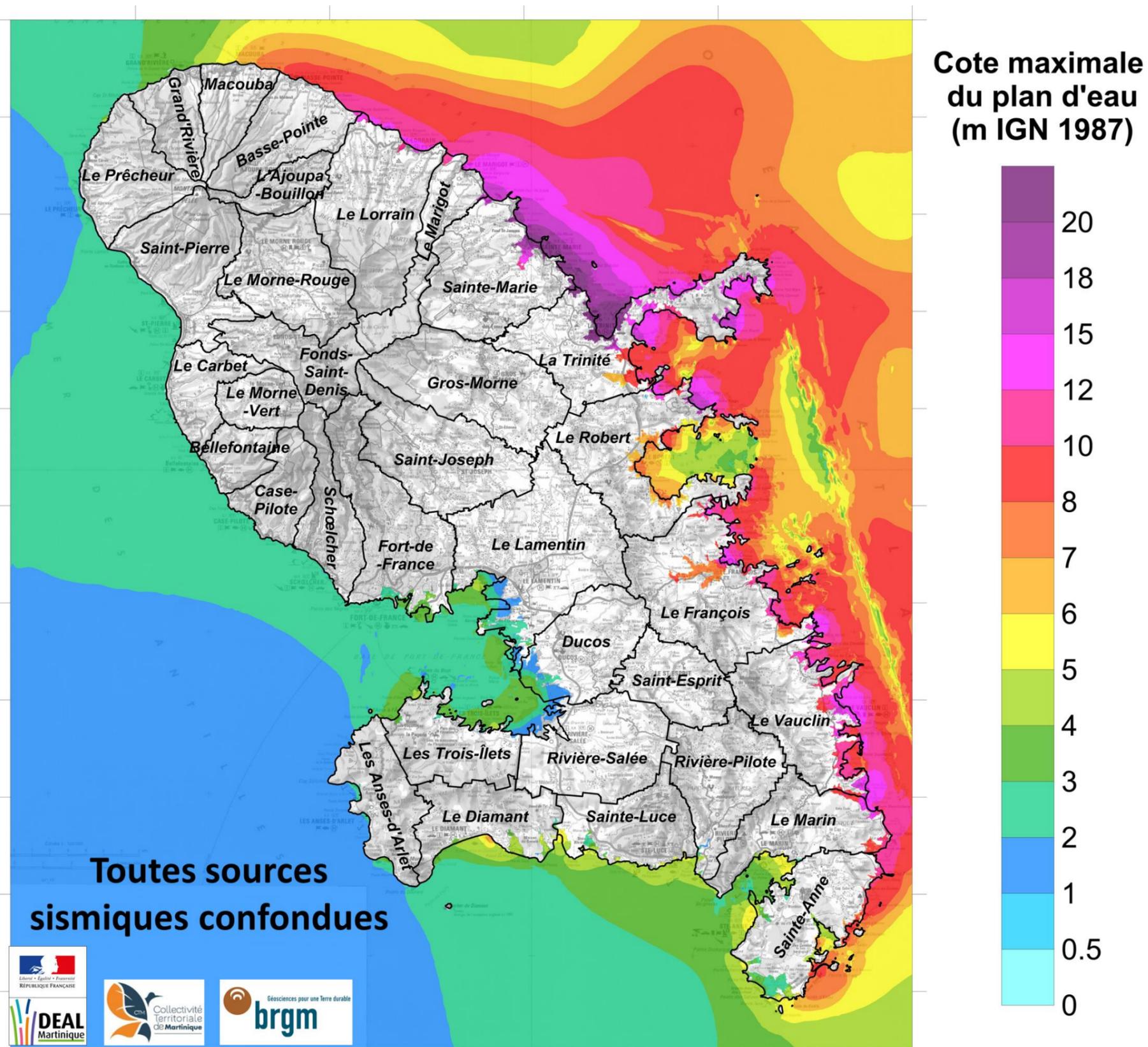


Illustration 93 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer, toutes sources sismiques confondues.

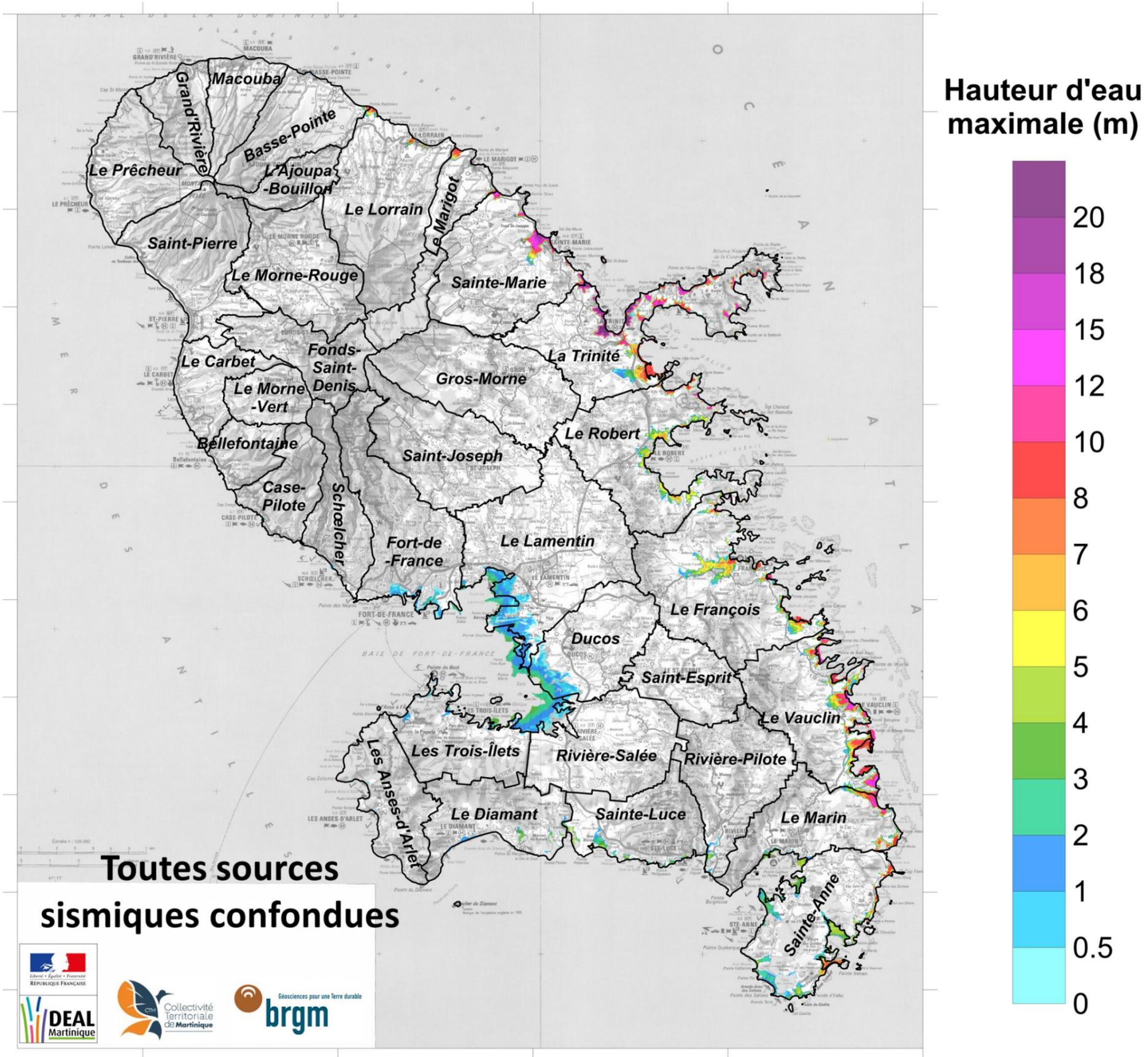


Illustration 94 : Valeur maximale de la hauteur de l'inondation attendue à terre, toutes sources sismiques confondues.

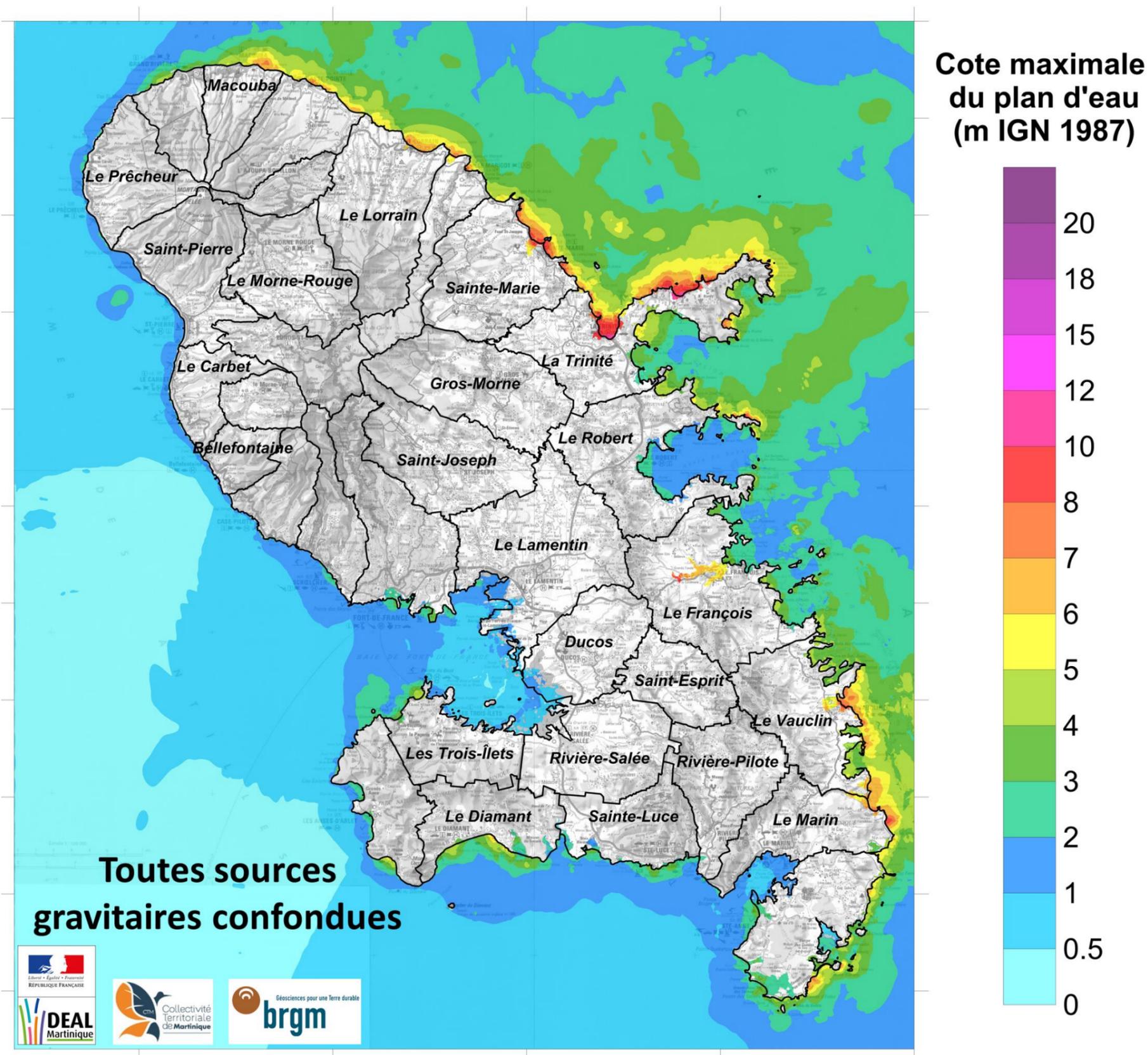


Illustration 95 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau, toutes sources gravitaires confondues

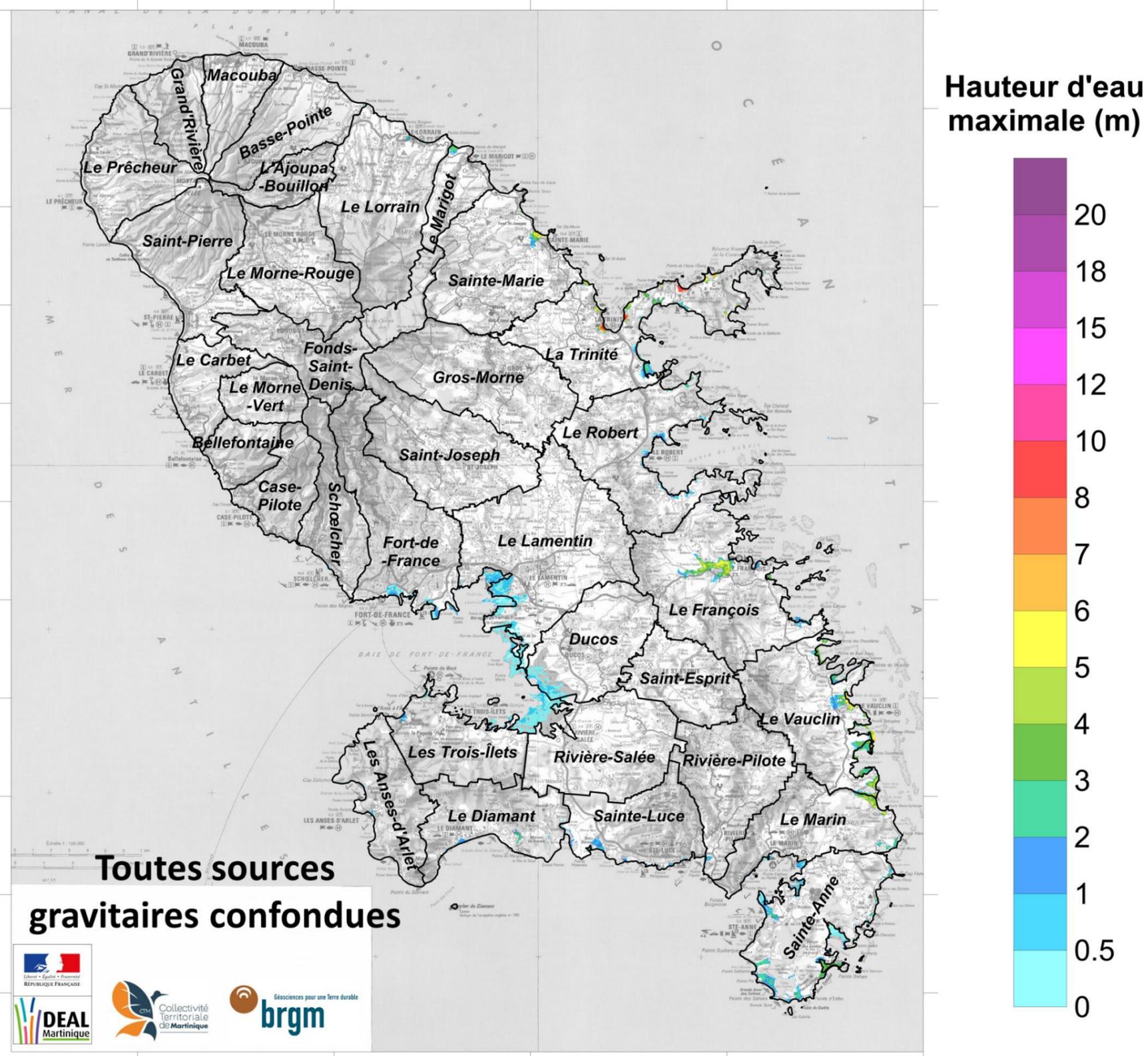


Illustration 96 : Valeur maximale de la hauteur de la submersion marine attendue à terre, toutes sources gravitaires confondues.

## 9. Une exposition du territoire contrastée

A partir de ces cartes de submersion, il est possible de préciser l'exposition du territoire martiniquais au risque de tsunami. Cette exposition varie spatialement (§ 9.1) et dépend aussi de la source tsunamigène considérée (cf. § 9.3).

### 9.1. VARIABILITÉ GÉOGRAPHIQUE

#### 9.1.1. Un fort contraste côte Caraïbes / côte Atlantique

L'illustration 97 et l'illustration 98 illustrent de manière qualitative la variabilité géographique de l'impact des différentes sources tsunamigènes. Elles confirment le fort contraste entre la côte Caraïbes / côte Atlantique.

Ce fort contraste s'explique d'une part par la position des sources tsunamigènes retenues mais également par la largeur du plateau insulaire : plus celui-ci est étendu, plus l'amplification du tsunami sera importante. Cela permet également d'expliquer les nuances observés le long de la côte Atlantique (plateau le plus large vers la Trinité et Sainte-Marie diminuant vers le nord et le sud de l'île).

Le long de la côte Atlantique, les impacts sont en effet très contrastés. Il ressort, par exemple, que les communes de Trinité et celle du Robert sont très souvent impactées (cf. Illustration 97) alors que la commune du François est souvent épargnée. Cette singularité est également expliquée par la présence des récifs coralliens et la configuration topographique de la côte protégeant in fine cette commune.

Sur la côte Nord-Caraïbe, les effets sont nettement plus limités. La ville du Carbet, n'est impactée que pour la source « *Interface de subduction* » et par la source gravitaire « *Kick'em Jenny* ». La ville de Saint Pierre n'apparaît pas particulièrement impactée par les tsunamis d'origine sismique mais serait évidemment impactée par les effets d'une déstabilisation gravitaire de la Montagne Pelée.

Le centre-ville de Fort de France n'est impacté que par 4 sources sismiques sur 10.

Source	Trinité	Sainte-Marie	Fond de la baie de Fort de France	Centre-Ville de Fort de France	Robert	Vauclin	Le François	Le Carbet
Fosse de Muertos	X	-	-	-	-	-	-	-
Passage Anegada	-	-	-	-	-	-	-	-
Fosse de Puerto Rico	X	-	X	-	X	-	-	-
Interface de Subduction	X	X	X	X	X	X	X	X
Ride de Sainte Lucie	X	X	-	X	X	X	-	-
Prisme de la Barbade	-	-	-	-	-	-	-	-
Graben de Marie-Galante	X	X	-	X	X	-	-	-
Faille de Sainte Lucie	-	-	X	-	-	-	-	-
Nord Venezuela	X	-	X	-	X	-	-	-
Ouest Gibraltar	X	-	-	-	X	-	-	-

*Illustration 97 - Qualification de l'impact des différentes sources sismiques sur certains secteurs (X : impactés ou – : épargnés)*

Source	Trinité	Sainte-Marie	Fond de la baie de Fort de France	Centre-Ville de Fort de France	Robert	Vauclin	Le François	Le Carbet
Kick'em Jenny	-	-	-	-	-	-	-	X
Montagne Pelée	-	-	-	-	-	-	-	-
Sainte Lucie	-	-	-	-	-	-	-	-
Dominique	-	-	-	-	-	-	-	-
La Palma	X	X	X	X	X	X	X	-

Illustration 98 - Qualification de l'impact des différentes sources gravitaires sur certains secteurs (X : impactés ou - : épargnés)

### 9.1.2. Les quartiers les plus exposés

A chaque endroit du territoire, deux indications peuvent permettre d'apprécier l'exposition au risque tsunami :

- L'impact maximal possible (quelques soit la source tsunamigène) notamment en terme de hauteur d'eau ;
- Le nombre de sources tsunamigènes qui peuvent impacter cet endroit, ce qui pourrait, dans une certaine mesure, être représentatif de la possibilité que ce secteur soit impacté en cas d'évènement.

L'illustration 99 propose une représentation de cette pseudo probabilité d'occurrence, soit le nombre de sources sismiques impactantes à chaque endroit parmi les 10 simulées. Il ressort qu'une grande partie du territoire, et notamment la commune du François, est impactée seulement par la source « *Interface de Subduction* » (secteur en vert sur l'illustration 99) mais par aucune des autres sources.

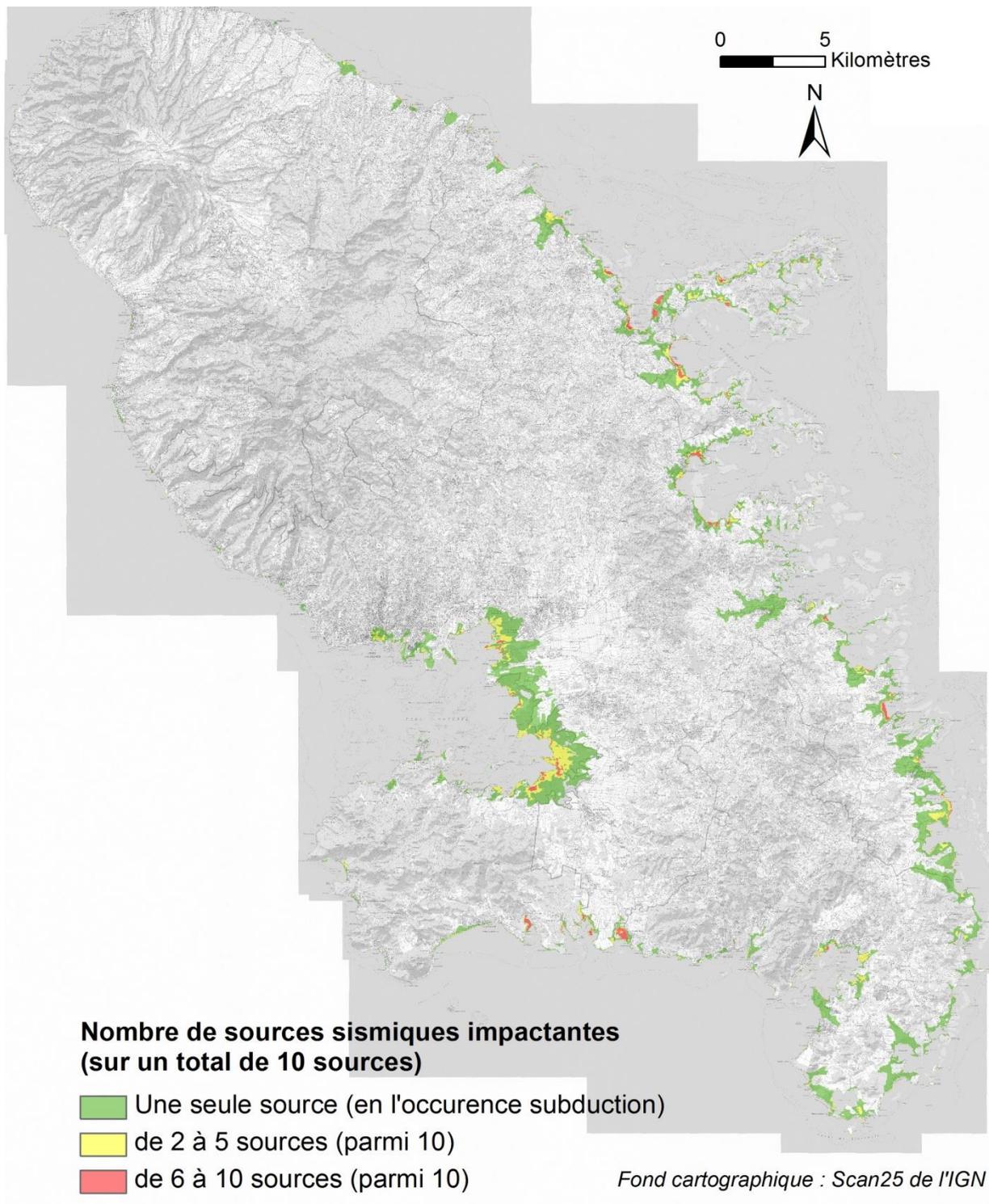


Illustration 99 - Nombre de sources sismiques impactantes

Au-delà des bourgs (impact apprécié dans l'illustration 97), certains quartiers en bordure de mer apparaissent particulièrement exposés, c'est à dire inondés quelle que soit la source sismique considérée.

La plupart des mangroves ressortent comme particulièrement exposées. Sur la côte sud, les mangroves de la Cherry, Taupinière et Trois Rivière sont quasi-systématiquement impactées lors de l'occurrence d'un tsunami (cf. Illustration 100). La mangrove de Génipa, de Monnerot au François ou de la baie de Saint Souci au Vauclin sont quasi-systématiquement impactées.

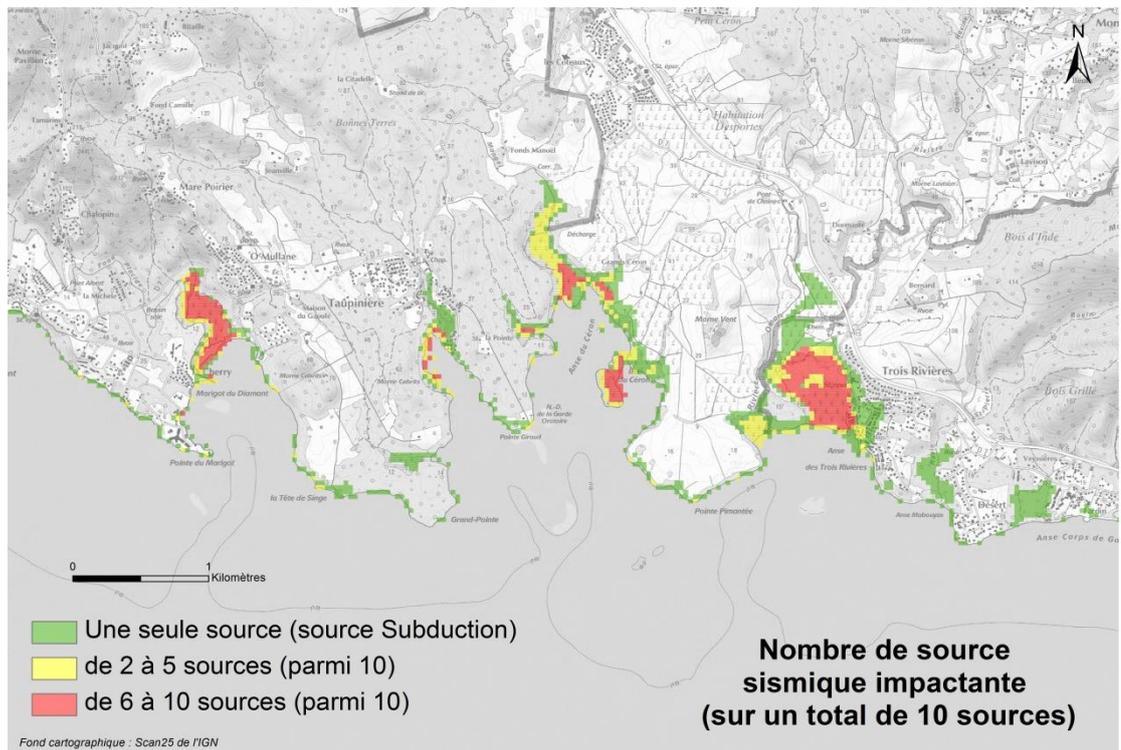
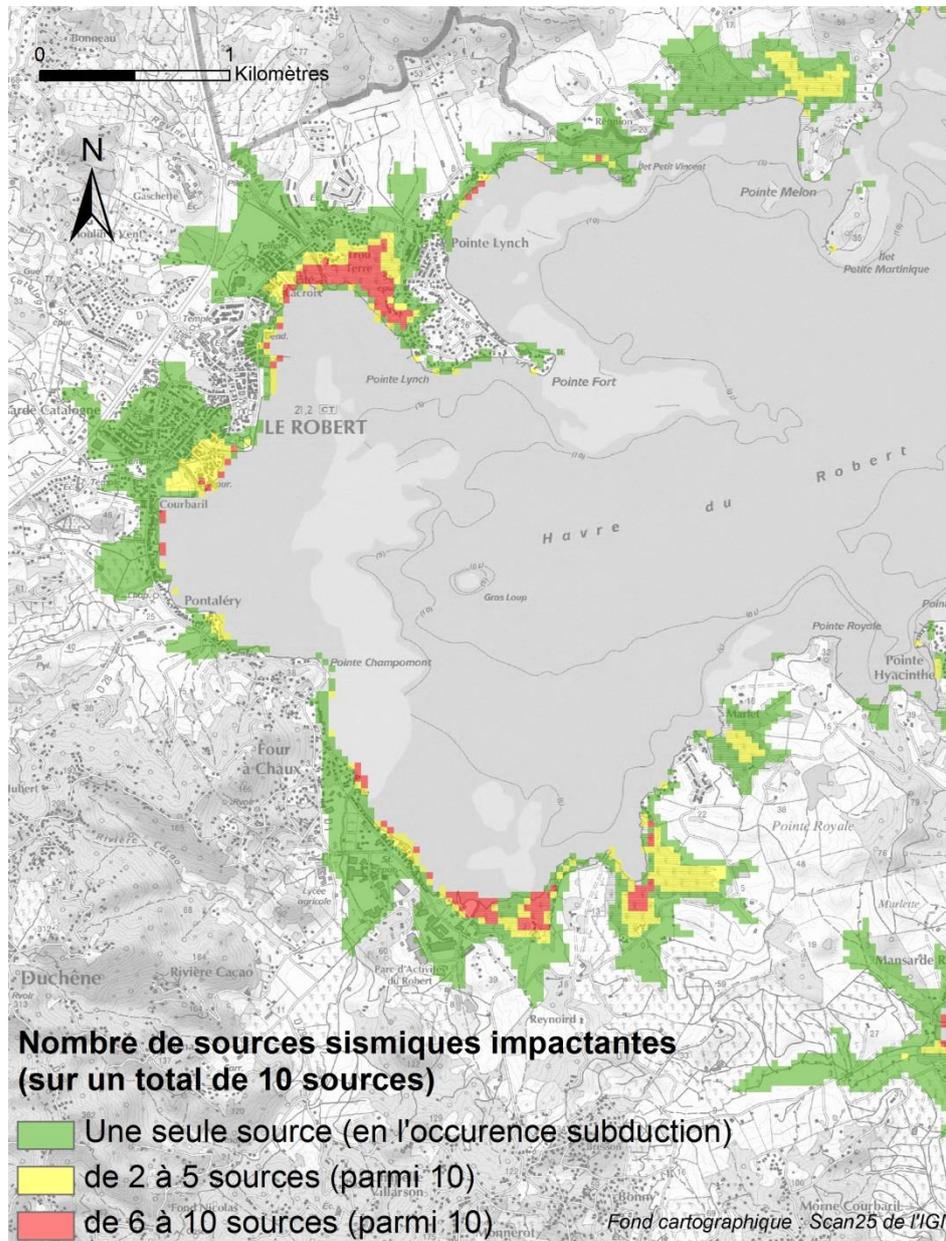


Illustration 100 - Nombre de sources sismiques impactantes ; Zoom sur la côte sud

Sur la commune du Robert, trois quartiers avec des enjeux humains apparaissent particulièrement exposés : Cité Lacroix, une partie du bourg et le quartier Four à Chaux (cf. Illustration 101).



*Illustration 101 - Nombre de sources sismiques impactantes ;  
Zoom sur la commune du Robert*

Sur la commune du Marin, les points bas du fond de la baie sont les plus exposés. La submersion marine pénètre à l’embouchure de la ravine Trou Manuel et du Canal O’Neil, dans la mangrove et sur le front de mer du bourg. La Pointe Marin est également très exposée du fait de sa position frontale à l’entrée de la baie.

La commune de Trinité est globalement très exposée. Plus précisément, le bourg de Trinité, le bourg de Tartane et le quartier l’Autre Bord (Pointe Jacob sur la Caravelle) sont des quartiers à forts enjeux qui sont quasi-systématiquement impactés quelle que

soit la source tsunamigène (cf. Illustration 102). La baie du Galion est également très exposée.

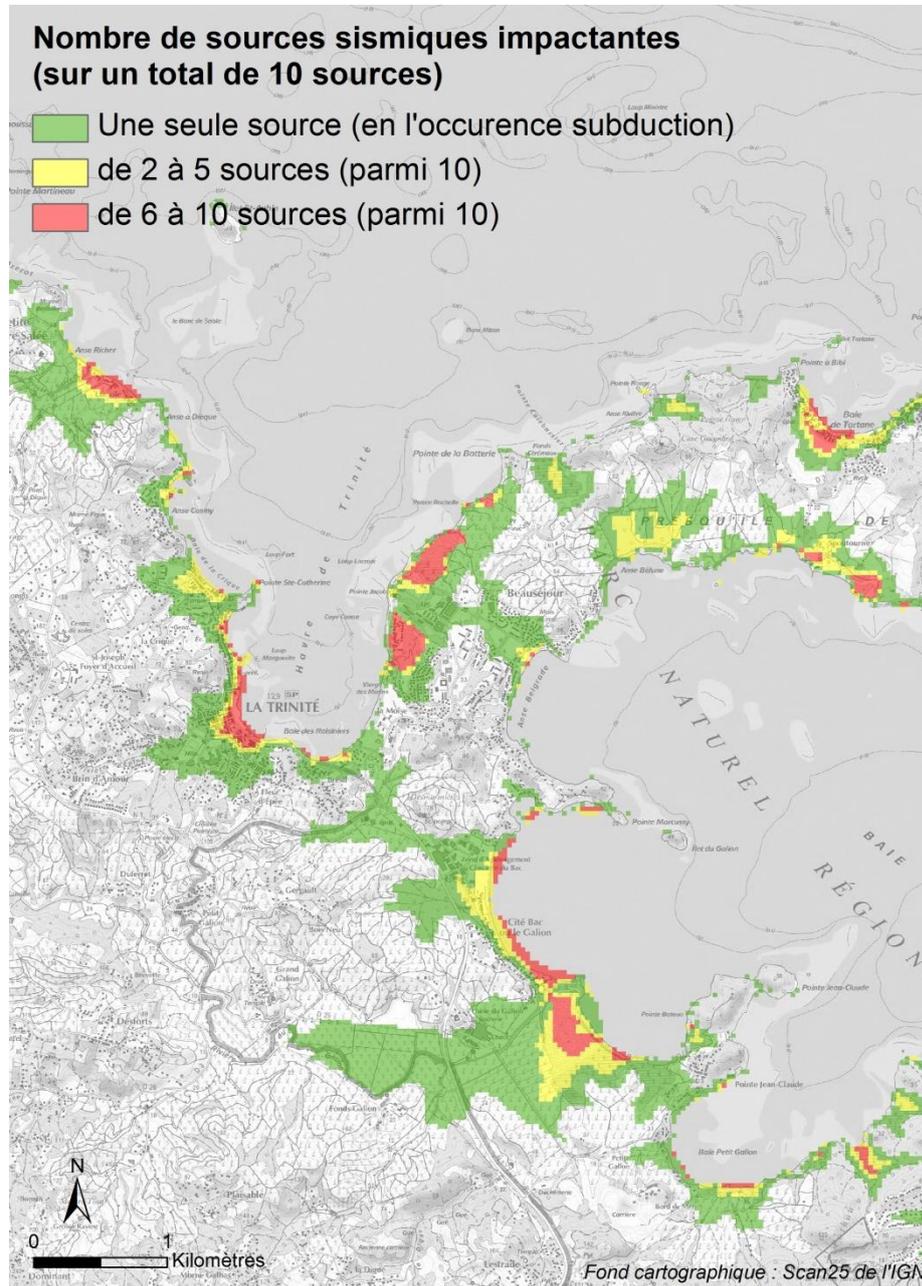


Illustration 102 - Nombre de sources sismiques impactantes ;  
Zoom sur la commune de Trinité

## 9.2. DES EFFETS VARIÉS SELON LA SOURCE TSUNAMIGÈNE

L'illustration 81 et l'illustration 75 précisent les effets à terre par source tsunamigène. La source « Interface de Subduction » se distingue largement des autres, en termes d'étendue des impacts sur le territoire

Certains constats sont détaillés ci-après.

### 9.2.1. La Source Subduction : les tsunamis les plus dommageables pour la Martinique

L'Interface de subduction des Petites Antilles est la zone source susceptible de générer les tsunamis les plus dommageables pour la Martinique.

L'illustration 86 distingue l'impact des scénarios selon qu'ils soient supérieurs ou inférieurs à la magnitude Mw 8.5. Pour les scénarios dont la magnitude est inférieure à 8,5, les secteurs où l'altitude de la submersion marine peut dépasser 10 m sont localisés autour de Trinité et sur la Caravelle. L'altitude de l'inondation y reste inférieure à 18 m.

Pour les méga-événements (« mega thrust events »), scénarios les plus extrêmes dont la magnitude est supérieure à 8,5, la submersion marine peut dépasser 10 m d'altitude sur la côte Atlantique, entre Le Vauclin et Sainte Marie et atteindre jusqu'à 25-30 m d'altitude pour les scénarios les plus défavorables.

Des hauteurs d'eau susceptibles d'atteindre plus de 20 m sont possibles sur le bourg de Trinité et sur la Caravelle. En dehors de la côte Atlantique, l'altitude de l'inondation attendue reste inférieure à 10 m.

### 9.2.2. Un fort impact de la Source « Ride de Sainte Lucie »

La source « *Ride de Sainte Lucie* » est la seconde source sismique la plus impactante. L'altitude de la submersion marine peut atteindre jusqu'à 7-8 m<sup>12</sup>. Les impacts les plus importants sont concentrés dans le bourg de Sainte Marie, la baie de Trinité et la Caravelle et dans le bourg du Vauclin.

### 9.2.3. Des impacts limités pour les sources sismiques « Passage d'Anegada » et « Prisme de la Barbade » et pour la source gravitaire « Sainte Lucie »

Les résultats des simulations pour la source tsunamigène « *Passage d'Anageda* » et « *Prisme de la Barbade* » ainsi que pour la source gravitaire « *Sainte Lucie* » donnent

---

<sup>12</sup> voire 10 à 15 m très localement au Sud de la Caravelle et entre la Pointe Bruntz et la Pointe de la Batterie

des impacts limités (c'est à dire une altitude de la submersion marine inférieure à 1 m) et restreint à la côte (étendue inférieure à une maille de calcul soit 30 m).

Pour la source tsunamigène « *Passage d'Anageda* », ces résultats restent compatibles avec les observations historiques. En effet, cette source est associée à des observations historiques certes limitées (séisme de 1867, 20 cm de hauteur d'inondation observée à Fort de France et à Saint Pierre) mais existantes.

Concernant la source « *Prisme de la Barbade* », des retours d'expérience historiques existent : le séisme de 1767 aurait entraîné un tsunami dont des impacts non négligeables auraient été perçus à la côte (1,3 m canal du François et 1 m à Trinité d'après <http://tsunamis.brgm.fr>). Cette région reste peu connue et son potentiel tsunamigène mériterait d'être précisé par la poursuite de recherches fondamentales.

#### 9.2.4. Des impacts localisés pour les sources gravitaires

Les sources gravitaires donnent des impacts globalement plus localisés excepté la source « *La Palma* » dont les effets sont perceptibles sur tout le territoire. Citons par exemple des effets locaux comme :

- Le bourg de l'Anse Mitan impacté jusqu'à une centaine de mètres dans les terres, par la source « *Dominique* » ;
- Le bourg de Grand Anse des Anses d'Arlets impacté jusqu'à une soixantaine de mètres dans les terres par la source « *Kick en Jenny* » ;
- Le bourg du Carbet impacté jusqu'à une centaine de mètres dans les terres, au niveau de l'embouchure de la rivière du Carbet par la source « *Kick en Jenny* ».

### 9.3. SECTEURS EXPOSÉS Â UNE SUBMERSION AU-DELÀ DE 15 M D'ALTITUDE

Les consignes de la Préfecture indiquent de se mettre en sécurité à une altitude supérieure à 15 m. C'est également la valeur considérée pour l'identification des zones refuge dans les travaux de Péroche et al. (2016).

Si la quasi-totalité des sources tsunamigènes ne génèrent pas de submersion au-delà de 10 m d'altitude, les modélisations mettent en évidence que l'élévation du plan d'eau peut dépasser cette altitude dans le cas de tsunami généré par la source « *Interface de Subduction* ».

Les secteurs concernés sont concentrés sur la côte Atlantique entre les communes du Lorrain au nord et celle du Vauclin au sud comme l'indique l'illustration 85. L'élévation du plan d'eau est maximale entre Fond Saint-Jacques (commune de Sainte Marie) et la Pointe Jacob-Beauséjour sur la presqu'île de la Caravelle (cf. illustration 103). Elle peut atteindre des altitudes comprises entre 20 et 30 m (pour certains scénarios particulièrement défavorables), plus précisément dans les quartiers de l'Union, Fond Saint-Jacques, Anse Azérot, Anse Richer, Anse Cosmy, Pointe Jacob ainsi que dans les bourgs de Sainte Marie et Trinité.

En dehors de cette zone particulièrement exposée, cette altitude peut atteindre jusqu'à 20 m à l'anse Charpentier (commune de Sainte Marie) et dans le bourg de Tartane.

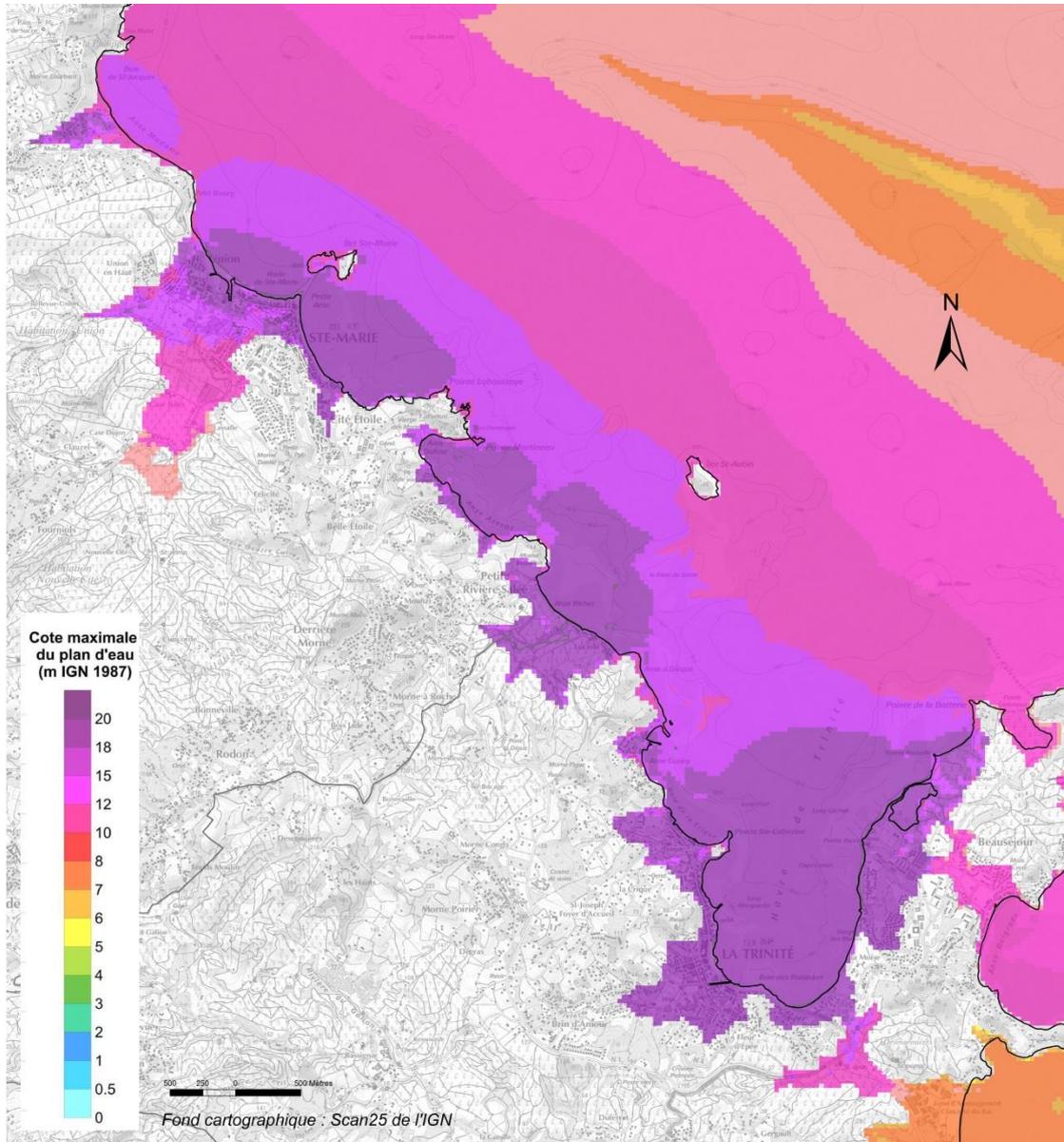


Illustration 103 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur les communes de Trinité et Sainte Marie.

Plus au sud, le bourg du Vaucelin est également potentiellement inondable jusqu'à une altitude maximale de 20 m NGM (cf. Illustration 104). La baie du Vaucelin joue très localement un rôle amplificateur de l'élévation du plan d'eau en mer, qui se propage ensuite à terre. Il en est de même pour la baie de Pointe Savane, sur la commune du Robert (cf. Illustration 105).

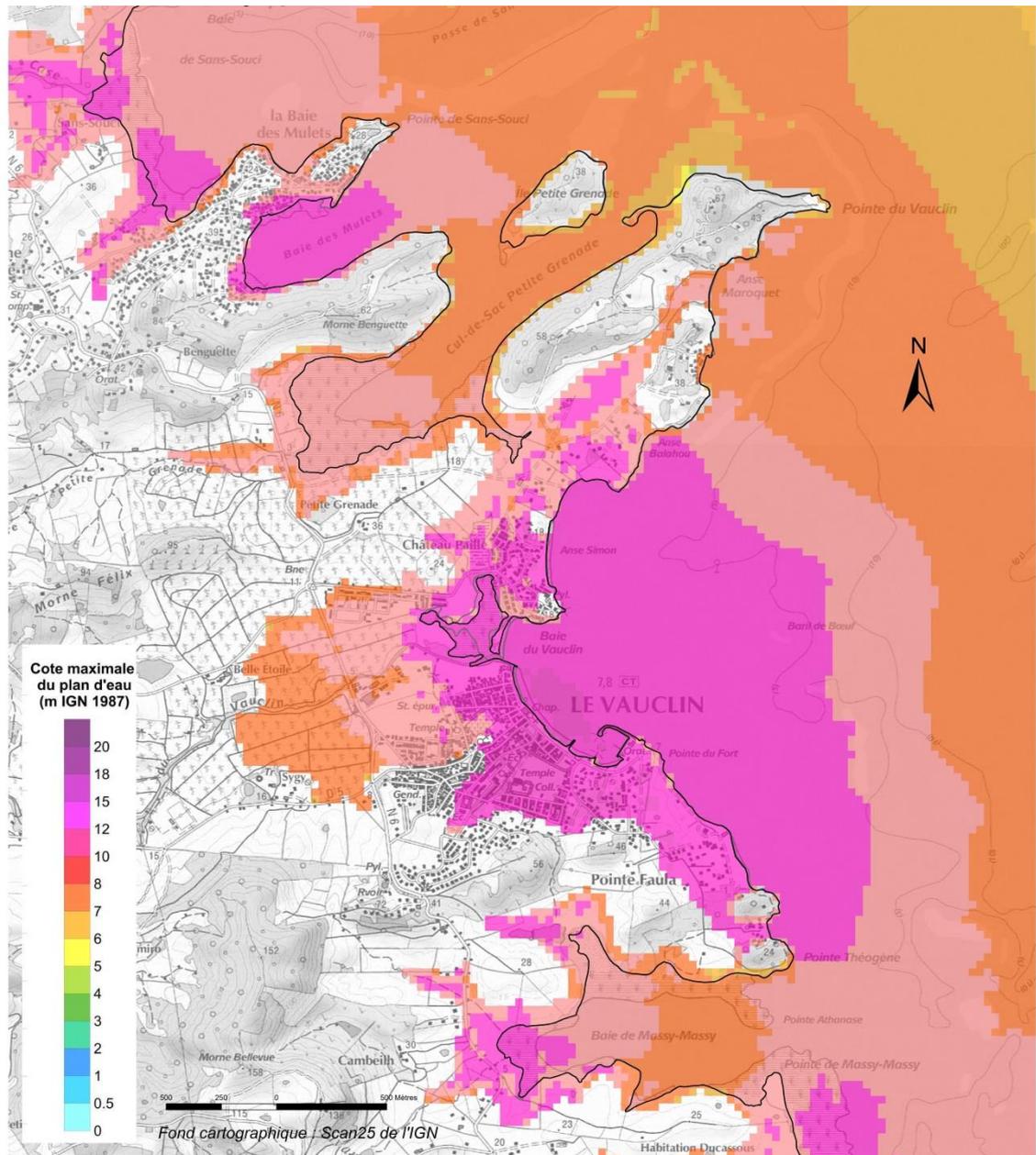


Illustration 104 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur le bourg du Vaucelin. (En noir, le trait de côte)

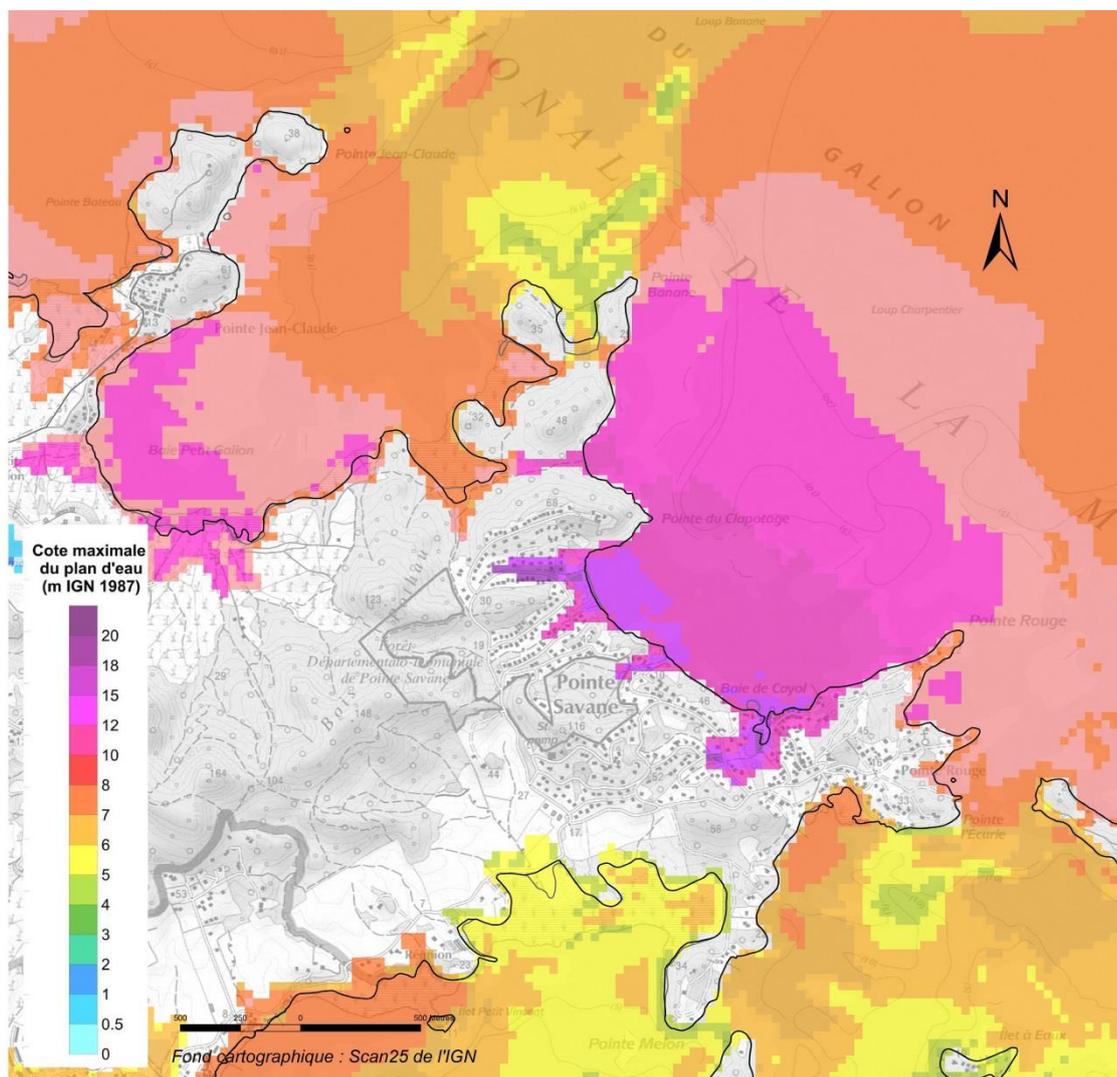


Illustration 105 - Valeur maximale de l'altitude de la submersion marine et du plan d'eau en mer. Zoom sur Pointe Savane, commune du Robert. (En noir, le trait de côte)

## 10. Conclusion

Les 15 sources tsunamigènes identifiées comme les plus susceptibles et les plus dommageables pouvant impacter la Martinique, ont fait l'objet de simulations numériques à une résolution de l'ordre de 30 m (génération du tsunami, propagation jusqu'à la Martinique puis submersion marine).

Ces simulations ont permis d'apprécier les altitudes maximales du plan d'eau attendues à terre. Ces résultats ont été synthétisés, pour chaque source par une carte de l'élévation maximale du plan d'eau à une résolution de 30 m, intégrant l'ensemble des incertitudes de l'expertise sismologique et volcanologique. Cette étude donne des valeurs quantitatives permettant d'évaluer l'impact réel du tsunami et de mesurer ces variabilités. Elle confirme la forte variabilité géographique de cet impact et également la forte variabilité par source tsunamigène.

Ces cartes peuvent être utilisées à la fois pour l'actualisation des Plans de prévention des Risques Naturels et des Plans Communaux de Sauvegarde réalisés par les communes, en permettant notamment d'affiner l'identification des zones refuge. Ces résultats pourront également servir à apprécier la vulnérabilité du bâti courant, celle d'enjeux patrimoniaux et des réseaux routiers en bordure littorale. L'intérêt de cette approche par scénario est également de pouvoir être un appui à la gestion de crise en s'appuyant sur les simulations disponibles pour apprécier *a priori* les effets.

L'étude a été guidée par la prise en compte des « *worst credible case scenarios* », soit, les scénarios majorants crédibles pour chacune de ces sources, en l'état actuel des connaissances. Il subsiste des incertitudes notamment sur le potentiel tsunamigénique associé à l'Interface de subduction, à la ride de Sainte-Lucie et à la région du prisme de la Barbade qui nécessiteraient des travaux dédiés de recherche fondamentale visant à réduire ces incertitudes, comme par exemple les récentes publications de Gonzalez et al, 2017, Paolata et al., 2017.



## 11. Bibliographie

**Abadie S., Gandon S., Grilli S., Fabre R., Riss J., Tric E., Morichon D. and Glockner S.** (2008) - '3D numerical simulations of waves generated by subaerial mass failures. Application to La Palma case', International Conference, Hamburg.

**Abadie S., Harris, J. and Grilli, S.** (2011) - "Numerical Simulation of tsunami generation by the potential flank collapse of the Cumbre Vieja volcano". Proc. 21th Offshore and Polar Engng. Conf. (ISOPE11, Maui, Hawaii, USA, June 19-24, 2011), pps. ??, Intl. Society of Offshore and Polar Engng.

**Ali S. T., Freed, A. M., Calais, E., Manaker, D. M., & McCann, W. R.** (2008) - Coulomb stress evolution in Northeastern Caribbean over the past 250 years due to coseismic, postseismic and interseismic deformation. *Geophysical Journal International*, 174(3), 904-918.

**Álvarez-Gómez, J. A., Gutiérrez, O. Q. G., Aniel-Quiroga, Í., & González, M.** (2012). Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America. *Tectonophysics*, 574, 133-143.

**Baptista M.A., Miranda J.M., Chierici F. & Zitellini N.** (2003) - New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Natural Hazards and earth System Science*, 3(5), 333-340.

**Baptista M.A., Miranda P. M.A., Miranda J.M. & Victor L.M.** (1998) - Constrains on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data on the source of the 1755 Lisbon tsunami. *Journal of Geodynamics*, 25(1-2), 159-174.

**Bardintzeff J.M.** (1985) - Les nuées ardentes: pétrogenèse et volcanologie. *Thèse Doctorat d'État, Université Paris-Sud Orsay, Bull. PIRPSEV-CNRS*, 109b, 393 p.

**Bardintzeff J.M.** (1991) - *Volcanologie. Masson, Paris, 256 p.*

**Barkan, R., Uri, S., & Lin, J.** (2009). Far field tsunami simulations of the 1755 Lisbon earthquake: Implications for tsunami hazard to the US East Coast and the Caribbean. *Marine Geology*, 264(1), 109-122.

**Barkan, R., & Ten Brink, U.** (2010). Tsunami simulations of the 1867 Virgin Island earthquake: constraints on epicenter location and fault parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(3), 995-1009.

**Belvaux M., Monfort-Climent D., Bertil D., Roullé A., Noury G.** (2014). Cartographie Départementale du Risque Sismique en Martinique. Rapport final. BRGM/RP-61904-FR, 209 p., 82 fig., 27 tab., 4 ann.

**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(6), 1965-1983.

**Blaser L., F. Krüger, M. Ohrnberger, and F. Scherbaum** (2010) - Scaling Relations of Earthquake Source Parameter Estimates with Special Focus on Subduction Environment, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 6, pp. 2914–2926, doi: 10.1785/0120100111

**Boudon G, Komorowski JC, Semet MP, Le Friant A, Deplus C** (1999). Frequent volcanic flank collapses in the lesser Antilles Arc: origin and hazards. (*abstract*), *Eos Trans AGU*, 80(46), *Fall Meet. Suppl.*, F1142

**Boudon G., Le Friant A., Komorowski J-C., Deplus C., Semet MP.** (2007). Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *J Geophys Res* 112:1–28.

**Bouysse, P., A. Mascle, A. Mauffret, B. Mercier de Lépinay, I. Jany, A. Leclère-Vanhoeve, and M. C. Montjaret** (1988) Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles: Kick 'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, N-W de la Guadeloupe, *Mar. Geol.*, 81, p. 261–287.

**Briggs, R. W., Sieh, K., Meltzner, A. J., Natawidjaja, D., Galetzka, J., Suwargadi, B., ... & Prayudi, D.** (2006). Deformation and slip along the Sunda megathrust in the great 2005 Nias-Simeulue earthquake. *Science*, 311(5769), 1897-1901.

**Bruña, J. G., Muñoz-Martín, A., Ten Brink, U. S., Carbó-Gorosabel, A., Estrada, P. L., Martín-Dávila, J., ... & Morollón, M. C.** (2010). Gravity modeling of the Muertos Trough and tectonic implications (north-eastern Caribbean). *Marine Geophysical Researches*, 31(4), 263-283.

**Byrne, D. B., Suarez, G., & McCann, W. R.** (1985). Muertos Trough subduction—microplate tectonics in the northern Caribbean?. *Nature*, 317(6036), 420-421.

**Chemenda, A., Lallemand, S., & Bokun, A.** (2000). Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5567-5581.

**Chester, D. K.** (2001). The 1755 Lisbon earthquake. *Progress in Physical Geography*, 25(3), 363-383.

**Colon, S., Audemard, F., A., Beck, C., Avila, J., Padron, C., De Batist, M., Paolini, M., Leal, A.F., and Van Welden, A.**, 2015, The 1900 Mw 7.6 earthquake offshore northeccentral Venezuela: Is La Tortuga or San Sebastian the source fault: *Marine and Petroleum Geology*, v. 67, p. 498-511.

**Day S.J., Carracedo J.C., Guillou H. and Gravestock P.** (1999) - 'Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands', *J. Volcan. Geotherm. Res.* 94, 135-167.

- DeMets, 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.
- Dolan, J. E., & Wald, D. J.** (1998). The 1943-1953 north-central Caribbean earthquakes: Active tectonic setting, seismic hazards, and implications for Caribbean-North America plate motions. *Special papers-geological Society of America*, 143-169.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 192 (2), 333–354.
- Devas RP.** (1974). History of the Island of Grenada, 1498-1796. Carenage Press, St. George's, Grenada.
- Devas RP., MacAdam-Sherwin T.** (1939) Manifestations of volcanic activity observed 24 July 1939 from Gunton Estate House, Grenada, Typescript dated 25th July 1939.
- Dondin, F.**, (2010). Simulations numériques et impact tsunamogène d'une déstabilisation de flanc au volcan sous-marin Kick 'em Jenny, Petites Antilles. *PhD thesis, Université des Antilles et de la Guyane*, pp. 1–256.
- Dondin, F., Lebrun, J.-F., Kelfoun, K., Fournier, N., and Randrianasolo, A.** (2012). Sector collapse at Kick 'em Jenny submarine volcano (Lesser Antilles) – *Numerical simulation and mass flow behaviour implications. Bulletin of Volcanology*, 74:595–607.
- Dondin F. J-Y., Heap M. J., Robertson R. E. A. Dorville J-F. M., Carey S.** (2016) - Flank instability assessment at Kick-'em-Jenny submarine volcano (Grenada, Lesser Antilles): a multidisciplinary approach using experiments and modeling. *Bull Volcanol* (2017) 79:5. DOI 10.1007/s00445-016-1090-8.
- Evain, M., Galve, A., Charvis, P., Laigle, M., Kopp, H., Bécel, A., ... & Gallart, J.** (2013). Structure of the Lesser Antilles subduction forearc and backstop from 3D seismic refraction tomography. *Tectonophysics*, 603, 55-67.
- Feuillet, N.** (2000). *Sismotectonique des Petites Antilles. Liaison entre activité sismique et volcanique* (Doctoral dissertation).
- Feuillet N., I. Manighetti and P. Tapponnier** (2002), Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, 107, 2331, doi: 10.1029/2001JB0003082002.
- Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., & King, G. C. P.** (2004). Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., and 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(19).

**Feuillet N., F. Beauducel and P. Tapponnier** (2011), Tectonic context of moderate to large historical earthquake in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes, *J. Geophys. Res.*, 116, B10308, doi: 10.1029/2011JB008443.

**Fonseca, J. F.** (2005). The source of the Lisbon earthquake. *Science*, 308(5718), 50-50.

**Flores, C.F., ten Brink, U.S., and Bakun, W.H.** (2012), Accounts of damage from historical earthquakes in the Northeastern Caribbean to aid in the determination of their location and intensity magnitudes: U.S. Geological Survey, Open-File Report 2011-1133, 237 p.

**Francis C** (1988). Kick 'em Jenny submarine volcano, *Caribbean Disaster News* 14:1-3.

**Fryer G.J., Watts P., Pratson L.F.** (2003) - Source of the great tsunami of 1 April 1946: a landslide in the upper Aleutian forearc. *Marine Geology* 203 (2004) 201-218.

**Gisler G, Weaver R, Gittings M,** (2006). Two-Dimensional Simulations of Explosive Eruptions of Kick-Em Jenny and Other Submarine Volcanos, *Science of Tsunami Hazards*, 25, 34 (2006).

**Gonzalez O., Clouard V. and Zahradnik J** (2017) – Moment tensor solutions alor the central Lesser Antilles using regional broadband stations. *Tectonophysics*, doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.024.

**Grilli S.T. et Watts P.** (1999) - 'Modeling of waves generated by a moving submerged body : Applications to underwater landslides'. *Engng. Analysis with Boundary Elements*, 23, 8, 645-656.

**Grilli S.T. et Watts P.** (2005) - 'Tsunami generation by submarine mass failure. Part I : Modeling, experimental validation, and sensitivity analysis'. *J. Waterway Port Coastal and Ocean Engng.*, 131, 6, 283-297.

**Grilli S.T., Asce M., Ioualalen M., Asavanant J., Shi F., Kirby J.T. and Watts P.** (2007) – Source constraints and model Simulation of the December 26, 2004, Indian Ocean tsunami. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, Nov.-Déc. 2007, 414-428.

**Grilli, S. T., Dubosq, S., Pophet, N., Pérignon, Y., Kirby, J. T., & Shi, F.** (2010). Numerical simulation and first-order hazard analysis of large co-seismic tsunamis generated in the Puerto Rico trench: near-field impact on the North shore of Puerto Rico and far-field impact on the US East Coast. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(10), 2109-2125.

- Grilli S.T., Harris J.C., Tajalibakhsh T., Masterlark T.L., Kyriakopoulos C., Kirby J.T. and Shi F.** (2012) - Numerical simulation of the 2011 Tohoku tsunami based on a new transient FEM co-seismic source: Comparison to far- and near-field observations. *Pure and Applied Geophysics*, 27pp., doi:10.1007/s00024-012-0528-y.
- Grilli, A. R., Grilli, S. T., David, E., & Coulet, C.** (2015). Modeling of Tsunami Propagation in the Atlantic Ocean Basin for Tsunami Hazard Assessment along the North Shore of Hispaniola. In *The Twenty-fifth International Offshore and Polar Engineering Conference*. International Society of Offshore and Polar Engineers.
- Gutscher, M. A., Baptista, M. A., & Miranda, J. M.** (2006). The Gibraltar Arc seismogenic zone (part 2): constraints on a shallow east dipping fault plane source for the 1755 Lisbon earthquake provided by tsunami modeling and seismic intensity. *Tectonophysics*, 426(1), 153-166.
- Gutscher, M. A., Westbrook, G. K., Marcaillou, B., Graindorge, D., Gailler, A., Pichot, T., & Maury, R. C.** (2013). How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc?. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(1-2), 47-59.
- Hanks, T. C. & Bakun, W. H.** (2008), M-log A observations for recent large earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 490-494
- Harbitz C. B., Glimsdal S., Bazin S., Zamora N., Løvholt F., Bungum H., Smebye H., Gauer, P., and Kjekstad O.** (2012). Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios, *Continental Shelf Res.*, 38, 1–23., 2012.
- 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(1), 510-521.
- Heuret, A., Lallemand, S., Funicello, F., Piromallo, C., & Faccenna, C.** (2011). Physical characteristics of subduction interface type seismogenic zones revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(1).
- Hough S.E.** (2013), Missing great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 118, 1098-1108, doi: 10.1002/jgrb.50083.
- Johnston A.C.** (1996) - Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions—III. New Madrid 1811–1812, Charleston 1886 and Lisbon 1755. *Geophysical Journal International*, 126(2), 314-344.
- Kanamori H.** (1972) - Mechanism of Tsunami Earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 6, 346–359.
- Kanamori, H.** (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.

**Komorowski J-C., Boudon, G., Semet, M., Villemant, B., Hammouya, G.,** (2002). Recurrent flank collapses at Soufrière of Guadeloupe volcano: implications of acid hydrothermal fluids on edifice stability. *Mount Pelée 1902-2002; Explosive volcanism in subduction zones, IPGP-INSUIAVCEI International Congress, Ile de la Martinique, 12-16 mai 2002, p. 69.*

**Komorowski J-C, Boudon G., Semet M., Beauducel F., Anténor-Habazac C., Bazin S., Hammouya G.,** (2005). Guadeloupe. In: *Lindsay, J. M. and Robertson, R. E. A. and Shepherd, J. B. and Ali, S. (Eds). Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W. I., 65-102.*

**Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Bécel, A., Charvis, P., Flueh, E., ... & Galvé, A.** (2013). Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach: Similarities with the Tohoku forearc. *Tectonophysics, 603, 1-20.*

**Lambert J.** (2008). BD Tsunamis. Inventaire historique des tsunamis en France, année 2007. Rapport final. BRGM/RP-55993-FR, 41 p., 27 fig., 1 CD-ROM

**Lambert et Terrier** (2011). Historical tsunami data base for France and its overseas territories. *Natural Hazard and Earth System Science.*

**Lander, J. F., Whiteside, L. S., & Lockridge, P. A.** (2002). A brief history of tsunamis in the Caribbean Sea. *Science of Tsunami Hazards, 20(2), 57-94.*

**Latter, J.H. (1982).** Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bulletin of volcanology. 44, 467-490.*

**Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., ... & Rushing, T. M.** (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 117(B4).*

**Leclerc F.** (2014), Déformation active permanente induite par le mega-chevauchement dans l'arc antillais : Apport des complexes récifaux quaternaires thèse de doctorat de l'IPGP, 384 pages.

**Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Deplus, C.,** (2002). L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles. *C. R. Géosciences 334 (4), 235-243.*

**Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C., Villemant, B.,** (2003). Large scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res. 108 (B1), 2055.*

**Le Friant, A., Harford, C.L., Deplus, C., Boudon, G., Sparks, R.S.J., Herd, R.A., Komorowski, J.-C.,** (2004). Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosional processes. *London Geol. Soc. 161, 147-160.*

**Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.C., Heinrich, P., Semet, M.P.** (2006). Potential flank-collapse of Soufriere volcano, Guadeloupe, Lesser Antilles? Numerical simulation, hazards. *Natural hazards*, 39, 381–393.

**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. *Geol. Soc. London*, 165, 279-289

**Le Friant A., Boudon G., Arnulf A., Robertson R.**, (2009). Debris avalanche deposits offshore St. Vincent (West Indies): Impact of flank-collapse events on the morphological evolution of the island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179 (2009) 1–10

**Le Friant, A. et al.** (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, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, doi:10.1002/2014GC005652.

**Lebas E, Le Friant A, Boudon G, Watt S, Talling P, Feuillet N, Deplus C, Berndt C, Vardy M** (2011) Multiple widespread landslides during the long-term evolution of a volcanic island: insights from high-resolution seismic data, Montserrat Lesser Antilles. *Geochem Geophys Geosyst* 12:Q05006.

**Latour L de.** (1787). Description générale et particulière de L'île de Sainte Lucie.

**Lindsay J, David J, Shepherd J, Ephraim J**, (2002). Volcanic Hazard Assessment for St. Lucia, Lesser Antilles. *Unpublished report presented to the Government of St. Lucia, August 2002.*

**Lindsay, J. M. and Shepherd, J. B.** (2005). Dominica. In: *Lindsay, J. M. and Robertson, R. E. A. and Shepherd, J. B. and Ali, S. (Eds). Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W. I., pp. 1-47.*

**Lindsay, J. M. and Shepherd, J. B.** (2005). Saint Lucia. In: *Lindsay, J. M. and Robertson, R. E. A. and Shepherd, J. B. and Ali, S. (Eds). Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W. I., pp. 211-232.*

**Lindsay, J. M. and Shepherd, J. B.** (2005). Kick' em Jenny and Ile de Caille. In: *Lindsay, J. M. and Robertson, R. E. A. and Shepherd, J. B. and Ali, S. (Eds). Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles. Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, W. I., pp. 105-125.*

**Lindsay, J. M., Shepherd, J.B., and Wilson D.**, (2005). Volcanic and scientific activity at Kick 'em Jenny submarine volcano 2001-2002: Implications for volcanic hazard in the Southern Grenadines, Lesser Antilles: *Natural Hazards*, v. 31, p. 1-24.

**Legendre Y.** (2012). Reconstruction fine de l'histoire éruptive et scénarii éruptifs à la Soufrière de Guadeloupe : vers un modèle intégré de fonctionnement du volcan. *PhD thesis, IPGP- Université Paris D. Diderot, France. vol. 1, p 1–426*

**Legendre Y., A. Nachbaur** (2015). Le volcan sous-marin Kick'em Jenny (île de Grenade, Caraïbe) comme source tsunamigène pour la Martinique : Synthèse des connaissances. Rapport BRGM/RP-65162-FR, 24 p., 7 fig., 1 tab..

**Lemoine A., Pedreros R., Le Roy S., Rousseau M., Lambert J. and Terrier M.** (2015) - Tsunami simulations of the 1755 Great Lisbon earthquake: constrains on the source sensitivity inferred from new bathymetric and historical data. French-Japanese Symposium on Earthquake & Triggered Hazards. 16-18 September 2015, BRGM, Orléans, France.

**Leonard, M.** (2010), Earthquake fault scaling: Self-consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 100, n. 5A, pp. 1971-1988.

**Le Roy S. et Pedreros R.** avec la collaboration de **Monfort-Climent D.** (2011) – ALDES : Modélisation numérique du tsunami survenu à Antibes en 1979. *Rapport BRGM/RP-60353-FR, 80 p., 61 ill.*

**Le Roy S., Monfort D. et Pedreros R.** (2012) – Projet ALDES : Simulations numériques de tsunamis en Méditerranée Occidentale. *Rapport BRGM/RP-61473-FR, 95 p., 62 ill.*

**Le Roy S., Pedreros R., Nicolae Lerma A.** (2013) – Modélisation de la submersion marine en milieu urbain. Rapport final. BRGM/RP-63477-FR, 84 p., 48 ill., 3 tabl.

**Lopez, A. M., Stein, S., Dixon, T., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., ... & LaFemina, P.** (2006). Is there a northern Lesser Antilles forearc block?. *Geophysical research letters*, 33(7).

**Lovholt F., Pedersen G. and Gisler G.** (2008) - 'Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island', *J. Geophys. Res.* 113, C09026, doi:10.1029/2007JC004603.

**McCann, W. R., J. W. Dewey, A. J. Murphy and S. T. Harding** (1982), A large normal-fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles subduction zone: The earthquake of 8 October 1974, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 251-262.

**McCann, W. R.** (2006). Estimating the threat of tsunamogenic earthquakes and earthquake induced-landslide tsunami in the Caribbean (pp. 43-65). World Scientific Publishing, Singapore.

**Mader C.L.** (2001) - 'Modeling the La Palma landslide tsunami', *Science of Tsunami Hazards*, 19, 160-180.

- Manaker, D. M., Calais, E., Freed, A. M., Ali, S. T., Przybylski, P., Mattioli, G., ... & De Chabaliér, J. B.** (2008). Interseismic plate coupling and strain partitioning in the northeastern Caribbean. *Geophysical Journal International*, 174(3), 889-903.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.** (2002), Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21 (6). 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. *Geological Society of America Special Papers*, 385, 173-214.
- Marche F., Bonneton P., Fabrie P. and Seguin N.** (2007) - Evaluation of well-balanced bore-capturing schemes for 2D wetting and drying processes. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 53: 867-894.
- Masson D.G., Harbitz C.B., Wynn R.B., Pedersen G. and Lovholt F.** (2006) - 'Submarine landslides-processes, triggers and hazard prediction', *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 364, 2009-2039.
- Mercado-Irizarry, A., and Liu, P. L.-F.,** (2004). NSF Caribbean Tsunami Workshop, 30-31 March 2004.
- Nachbaur A., Poisson B. et Sedan O.** (2010) – Programme ARAI 2. Instabilités côtières et tsunamis associés. Archipel des Marquises (Polynésie Française) – Rapport final. *Rapport BRGM/RP-58662-FR*, 161 p., 95 fig., 9 tab., 11 ann.
- Okada Y.** (1985) - 'Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space'. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Okal E.A., Synolakis C., Fryer G., Heinrich P., Borrero J., Ruscher C., Arcas D., Guille G. and Rousseau D.** (2002) - A field survey of the 1946 Aleutian Tsunami in the far field. *Seismol. Res. Let.*, 73, 4, 490-502.
- Okal E.A. and Hébert H.** (2007) - Far-field modeling of the 1946 Aleutian tsunami. *Geophys. J. Intl.*, 169, 1229-1238.
- O'Loughlin K. F. and J. F. Lander** (2003) – Caribbean Tsunamis: A 500-Year History from 1498-1998, *Springer Science and Business Media*, 263p
- Papadopoulos, G. A., Gràcia, E., Urgeles, R., Sallares, V., De Martini, P. M., Pantosti, D., ... & Salamon, A.** (2014). Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Marine Geology*, 354, 81-109.
- Pararas-Carayannis G.** (2002) - Evaluation of the threat of mega tsunamis generation from postulated massive slope failures of island stratovolcanoes on La Palma, Canary Islands and on the island of Hawaii', *Science of Tsunami Hazards*, 20, 251-277.

**Pedrerros R. et Poisson B.** (2007) - Etude de cas au niveau de la côte méditerranéenne : modélisation numérique des tsunamis. *BRGM/RP-55760-FR*, 176 p., 123 fig., 27 tabl., 2 ann.

**Pedrerros R., Terrier M. et Poisson B.** (2007) – Tsunamis : Etude de cas au niveau de la côte antillaise française – Rapport de synthèse. *Rapport BRGM/RP-55795-FR*.

**Péroche M.** (2016) - La gestion de crise tsunami dans la Caraïbe : contribution géographique aux dispositifs d'alerte et d'évacuation des populations. Thèse de doctorat en Géographie et aménagement de l'espace.

**Perignon Y.** (2006) - 'Tsunami Hazard Modeling', Senior Engineering Thesis, *Department of Ocean Engineering*, University of Rhode Island and Ecole Centrale de Nantes, 40 pps.

**Poisson B. et Pedrerros R.** (2007) – Tsunamis : étude de cas au niveau de la côte antillaise française - Modélisation numérique. Rapport intermédiaire *BRGM/RP-55761-FR*, 111 p., 73 fig., 24 tabl.

**Poisson B. et Krien Y.** (2009) - Tsunamis : étude de cas sur la côte guyanaise française. *Rapport BRGM/RP-58913-FR*. 80 p., 49 fig., 6 tabl., 1 ann.

**Poisson B., Garcin M. and Pedrerros R.** (2009) - The 2004 December 26 Indian Ocean tsunami impact on Sri Lanka : cascade modelling from ocean to city scales. *Geophysical Journal International* 177, 1080–1090.

**Poisson B. et Pedrerros R.** (2010) - Numerical modelling of historical landslide-generated tsunamis in the French Lesser Antilles. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, 1281–1292.

**Poisson B., Oliveros C. and Pedrerros R.** (2011) - Is there a best source model of the Sumatra 2004 earthquake for simulating the consecutive tsunami ? *Geophysical Journal International* 185, 1365–1378.

**Rosas-Carbajal, M., Komorowski, J.-C., Nicollin, F., Gibert, D.** (2016). Volcano electrical tomography unveils edifice collapse hazard linked to hydrothermal system structure, dynamics *Scientific Reports*, 6: 29899

**Ribeiro, A., Mendes-Victor, L. A., Matias, L., Terrinha, P., Cabral, J., & Zitellini, N.** (2009). The 1755 Lisbon earthquake: a review and the proposal for a tsunami early warning system in the Gulf of Cadiz. In *The 1755 Lisbon Earthquake: Revisited* (pp. 411-423). Springer Netherlands.

**Robertson R., Latchmann J., Lynch L., Dondin F., Ash C., Camejo M, Christophe T. Graham O., Higgins M., Jackson V., Joseph E., Juman A., Juman I., Nath N., Ramsingh C., Ramsingh H., Ryan G., Smith P., Stewart R., Stinton A.** (2015). Report on the 2015 unrest activity at Kick-'em-Jenny submarine volcano, Grenada. *Seismic Research Centre. Report 2015-2. 13 septembre 2015*

**Roger J.** (2012) - Reconnaissance de paléo-dépôts de tsunami sur l'île de Sainte-Lucie. Rapport de mission.

**Salichon, J., Lemoine, A. and Aochi, H.** (2009). Validation of teleseismic inversion of the 2004 Mw 6.3 Les Saintes, Lesser Antilles, earthquake by 3D finite-difference forward modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(6), 3390-3401.

**Satake K., Y. Fujii, T. Harada and Y. Namegaya** (2013), Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 103, 1473-1492

**Shepherd JB.** (2004). Report on studies of Kick'em Jenny submarine volcano March 2002 and March 2003 with updated estimates of marine and coastal hazards: The University of the West Indies Seismic Research Unit, *KEJ Report Feb 2004, St. Augustine, Trinidad and Tobago, West Indies, 44 p.*

**Shi F., Kirby J.T., Harris J.C., Geiman J. D. and Grilli S.T.** (2012) - A high-order adaptive time-stepping TVD solver for Boussinesq modeling of breaking waves and coastal inundation. *Ocean Modeling*, 43-44 :36-51.

**Sladen A., Hébert H. et Schindelé F.** (2006) - Aléa sismique et aléa tsunami en Polynésie française, définition des zones tsunamigéniques, modélisations détaillées et extrapolation. *Rapport CEA, 93 p, CEA/DIF/DASE/LDG/265/2006/DO.*

**Sladen A., Hébert H., Schindelé F. and Reymond D.** (2007) - Evaluation of far-field tsunami hazard in French Polynesia based on historical data and numerical simulations. *Natural Hazards and Earth System Sciences 7*, 195-206.

**Smith M** (1994). Eruptive mechanisms and potential hazards at Kick 'em Jenny submarine volcano, Lesser Antilles. *Unpublished PhD thesis, Environmental Science Division, Lancaster University. pp321.*

**Smith, M. S., and Shepherd, J. B.** (1993). Preliminary investigations of the tsunami hazard of Kick'em Jenny submarine volcano. *Natural hazards*, 7(3), 257-277.

**Smith, M., and Shepherd, J.,** (1995). Potential Cauchy-Poisson waves generated by submarine eruptions of Kick 'em Jenny volcano: *Natural Hazards*, v. 11, p. 75-94.

**Smith, M. S., and Shepherd, J. B.** (1996). Tsunami waves generated by volcanic landslides: an assessment of the hazard associated with Kick'em Jenny. *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 115-123.

**Solares, J. M., & Arroyo, A. L.** (2004). The great historical 1755 earthquake. Effects and damage in Spain. *Journal of Seismology*, 8(2), 275-294.

**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(2-4), 139-148.

**Terrier M. et Bès de Berc S.** (2007), identification des sources sismiques pour la

réalisation de scénarios de tsunamis aux Antilles françaises, Rapport BRGM-RP55376-Fr, 60p.

**Terrier M., Monfort D., Lambert J., Le Roy S., Pedreros R. & Sedan O.** (2012) - Method for Evaluating Vulnerability to Tsunamis of low-to-medium intensity: Application to the French Côte d'Azur. *Proceedings of the Fifth International Tsunami Symposium (ISPRA-2012)*. *Tsunami Society International*. 3-5 Sept. 2012, Joint Research Centre, Ispra, Italy.

**Terrinha, P., Pinheiro, L. M., Henriët, J. P., Matias, L., Ivanov, M. K., Monteiro, J. H., ... & Rovere, M.** (2003). Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology*, 195(1), 55-73.

**Titov V.V. and F.I. Gonzalez** (1997), Implementation and testing of the Method of Splitting Tsunami (MOST) model, NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-112 (PB98-122773), NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory, Seattle, WA, 11pp.

**Vitousek M.J.** (1963) - The tsunami of 22 May 1960 in French Polynesia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53, 1229-1236.

**Walder J.S., Watts P., Sorensen O.E. and Janssen K.** (2003) - Tsunamis generated by subaerial mass flows. *Journal of Geophysical Research*, 108, B5, 2236.

**Ward S.N. and Day S.** (2001) - 'Cumbre Vieja volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands', *Geophys. Res. Lett.*, 28(17), 3397-3400.

**Watlington R.A., Wilson W.D., Johns W.E., Nelson C.** (2002) - Updated bathymetric survey of Kick'em-Jenny submarine volcano. *Marine Geophysical Researches*, Volume 23, Issue 3, pp 271-276.

**Watts P., Grilli S.T., Kirby J.T., Fryer G.J. and Tappin D.R.** (2003) – Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, p. 391-402.

**Wei G., Kirby J.T., Grilli S.T., and Subramanya R.** (1995) - 'A fully nonlinear Boussinesq model for free surface wave. Part 1 : Highly unsteady waves'. *J. Fluid Mech.*, 294, 71-92.

**Wei Y., A.V. Newman, G.P. Hayes, V.V. Titov and L. Tang** (2014), Tsunami Forecast by Joint Inversion of Real-Time Tsunami Waveforms and Seismic or GPS Data: Application to the Tohoku 2011 Tsunami, *Pure Appl. Geophys.*, doi: 10.1007/s00024-014-0777-z

**Wells D.L., and Coppersmith K.J.** (1994). Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, n. 4, pp. 974-1002.

**Westbrook, G. K., Ladd, J. W., Buhl, P., Bangs, N., & Tiley, G. J. (1988).** Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology*, 16(7), 631-635.

**Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A., Kurkin, A., Koselkov, A., & Zaitsev, A. (2003a).** The 1867 Virgin Island tsunami: observations and modeling. *Oceanologica Acta*, 26(5), 609-621.

**Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A. C., Kurkin, A., Koselkov, A., & Zaitsev, A. (2003b).** The 1867 Virgin Island Tsunami. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(5), 367-376.

**Zitellini, N., Rovere, M., Terrinha, P., Chierici, F., Matias, L., & Team, B. (2004).** Neogene through Quaternary tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 565-587.

**Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M. A., DeAlteriis, G., & Ramella, R. (2009).** The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1), 13-50.



## **Annexe 1**

# **Le séisme du 30 novembre 1824 à la Martinique : une tempête en lieu et place d'un tsunami**

J. LAMBERT BRGM DRP/RSV 15-NT-307



J. LAMBERT  
BRGM DRP/RSV 15-NT-307

## Le séisme du 30 novembre 1824 à la Martinique : une tempête en lieu et place d'un tsunami.

### Contexte

Dans le cadre d'un projet relatif à la Martinique<sup>1</sup>, une question m'est posée à propos des effets du séisme du 30 novembre 1824 : y-a-t-il eu un tsunami associé à la secousse comme le prétendent divers auteurs ?

### Une nécessaire correction de calendrier

Dans un premier temps, nous sommes en mesure de préciser que la date du 30 novembre 1824 en question est bien celle qui correspond à la réalité de l'existence de cette secousse – et non le 30 novembre de l'année précédente 1823 comme l'ont écrit plusieurs auteurs parmi lesquels Arago<sup>2</sup>, von Hoff<sup>3</sup>, Perrey<sup>4</sup>, Poey<sup>5</sup>, Robson<sup>6</sup>, Feuillard<sup>7</sup>... Faute d'une confrontation serrée des données, confrontation entreprise dans la BD Sisfrance<sup>8</sup> ayant permis d'éliminer de longue date l'année 1823, ces mêmes auteurs créeront un doublon en reportant en 1824 - le 30 novembre - ce qu'ils déclarent en 1823 - le même jour...Bref ! Passons.

### Une unique source documentaire

Dans un second temps, en étudiant la généalogie des sources, nous constatons que ceux que nous venons de citer n'ont pour crédit qu'un seul et unique auteur : Moreau de Jonnés, connu pour ses nombreux travaux sur les Antilles où il résida un temps. En 1825, celui-ci communique à l'Académie des Sciences (séance du 25 janvier 1825) un article relatif à deux séismes à la Martinique.

Que dit cet article ? En voici le contenu :

*« Il ne s'était point fait ressentir de tremblements de terre aux Antilles depuis ceux du 11 novembre et 13 décembre 1823. L'hivernage s'est écoulé en 1824 sans qu'aucun n'ait eu lieu. Mais on vient très récemment d'en éprouver deux : le premier dans la nuit du 3 octobre à une heure du matin, et le second, le 30 novembre à 3h 30 après-midi.*

*A la Martinique, celui du 3 octobre (1824, Ndlr) a ébranlé le sol assez violemment pour arracher du sommeil la population ; cependant, il ne s'est formé que deux secousses seulement.*

*Le dernier (30 novembre 1824, Ndlr) qui a été très fort, a été précédé par une chaleur de plusieurs jours, fort extraordinaire pour la saison. Il a été précédé d'un bruit plus fort et plus distinct qu'il*

<sup>1</sup> BRGM, PSP14 MAR20

<sup>2</sup> Arago, Gay-Lussac (1825) : Tremblements de terre, Annales de chimie et de physique.

<sup>3</sup> Von Hoff. K (1828) : Annalen der Physik und Chemie.

<sup>4</sup> Perrey. A (1846) : Sur les tremblements de terre aux Antilles.

<sup>5</sup> Poey. A (1858) : Catalogue chronologiques des tremblements de terre ressentis aux Indes occidentales.

<sup>6</sup> Robson. G (1964): An earthquake catalogue for the eastern Caribbean.

<sup>7</sup> Feuillard. M (1985) : Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique.

<sup>8</sup> BRGM : Sismicité historique des Antilles, BD SisFrance, [www.sisfrance.net/Antilles](http://www.sisfrance.net/Antilles)

Antilles, 1824/11/30 Révision tsunami  
Septembre 2015

J. LAMBERT  
BRGM DRP/RSV 15-NT-307

*n'arrive communément. Plusieurs observateurs affirment que le bruit s'est propagé d'abord dans la région moyenne de l'atmosphère et n'a pas semblé sortir du sol ébranlé.*

*Il y a eu un raz de marée à Saint-Pierre, où plusieurs navires ont été jetés à la côte ; une pluie diluviale, avec du tonnerre, a commencé, et durait encore dix jours après le tremblement de terre. »<sup>9</sup> Signé : Moreau de Jonnés.*

### Commentaires sur cette relation

Une remarque s'impose : à la lecture desdits propos, tous les auteurs que nous avons mentionnés (et d'autres encore<sup>10</sup>) ont interprété ce « raz-de-marée » à la Martinique comme étant un phénomène consécutif, voire induit par la secousse sismique.

La question se pose dès lors : peut-on interpréter les propos de Moreau de Jonnés dans ce même sens ?

A première vue non ! Car, rien ne permet de relier les deux phénomènes ensemble, l'auteur ne mentionnant pas que séisme et raz-de-marée fussent interdépendants, ni qu'ils se passèrent au même moment. Toutefois, une ambiguïté subsiste sur la chronologie des faits.

### Des recherches complémentaires

Dans l'optique de contrôler le bienfondé de cette relation, nous avons entrepris une vérification dans les sources documentaires contemporaines, essentiellement basées sur l'étude des journaux de différentes appartenances (France, Belgique, Pays-Bas, Allemagne, Royaume-Uni), journaux susceptibles d'apporter quelques précisions sur le déroulé des événements.

En premier lieu, l'ensemble des archives que nous avons consultées, y compris françaises, ne dit mot d'un quelconque tremblement de terre survenu à la Martinique, ce 30 novembre 1824, pas plus d'ailleurs que celui du 3 octobre. Preuve probable que ces événements furent assez modestes.

En second lieu, notre enquête nous a conduits à retrouver la trace d'une sévère tempête à la Martinique responsable de l'échouage de plusieurs navires sur la côte de cette île. Cette trouvaille qui est consignée dans la presse britannique<sup>11,12</sup>, rapporte les faits d'après une source régionale, le journal « *The Barbadian* », journal des Caraïbes.

Voici ce que rapporte cet écho que nous traduisons littéralement :

*« Les papiers de la Barbade en date du 18 décembre 1824 rapportent qu'on a reçu des nouvelles de la Martinique indiquant que le 4 de ce mois, une furieuse tempête (dreadful gale) se fit sentir sur l'île et dans ses environs, occasionnant de grands dommages. A terre, la dévastation fut complète ; plusieurs plantations furent complètement renversées tandis que la perte de navires fut aussi importante. On nous assure qu'à la date de cette nouvelle, huit navires furent jetés à la côte. »*

<sup>9</sup> Moreau de Jonnés. A (1825) : in Bulletin des sciences mathématiques, astronomiques, physiques et chimiques.

<sup>10</sup> Mallet. R (1858) : On the facts of earthquakes phenomena. Earthquake catalogue of the British Association.

<sup>11</sup> Morning Post, 1825, February 16<sup>th</sup>.

<sup>12</sup> Hampshire Chronicle, 1825, February 25<sup>th</sup>.

J. LAMBERT  
BRGM DRP/RSV 15-NT-307

### L'occurrence d'un forte tempête : explication du « raz-de-marée »

Cette notification d'une sévère tempête à la Martinique le 4 décembre 1824 (et non le 30 novembre, jour du séisme) apporte un démenti sérieux sur l'occurrence d'un tsunami associé au séisme.

Aux propos de Moreau de Jonnés - [Il y a eu un raz de marée à Saint-Pierre, où plusieurs navires ont été jetés à la côte] – nous trouvons donc une parfaite concordance avec les rapports de la presse britannique [huit navires furent jetés à la côte]. Il y a donc matière à rétablir la chronologie des faits : un séisme probablement assez modeste à La Martinique, suivi quatre jours plus tard par un coup de vent suffisant pour drosser à la côte de cette même île quelques navires du côté de Saint-Pierre.

En résumé, il n'y a donc pas concomitance d'évènement.

### Conclusion

Une recherche dans des matériaux d'archives contemporains de différents pays permet aujourd'hui d'éliminer l'occurrence d'un tsunami associé au séisme ressenti le 30 novembre 1824 à la Martinique. Le raz-de-marée dont il est fait état est le résultat d'une violente tempête affectant la même île, quatre jours plus tard, le 4 décembre 1824<sup>13</sup>.

La chronologie et la nature des faits viennent ainsi d'être précisées. Ce ne sera cependant pas la peine de mettre à jour la BD sur les tsunamis historiques en France, les faits dont il est question ayant été jugés comme très douteux à l'époque de l'élaboration de ladite BD et de son site internet<sup>14</sup>.

J. Lambert

<sup>13</sup> Cet événement ne figure pas dans la publication de Desarthe, J, (2014) : *Les cyclones dans les territoires antillais (XVIIe-XXe siècles)*. Rapport CCR.

<sup>14</sup> <http://tsunamis.brgm.fr/>



## Annexe 2

### Source Sismique « Ouest Gibraltar »

#### Elévation du plan d'eau

##### Scénario LISBONNE-1

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)

##### Scénario LISBONNE-2

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)

##### Scénario LISBONNE-3

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

##### Scénario LISBONNE-4

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

##### Scénario LISBONNE-5

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)

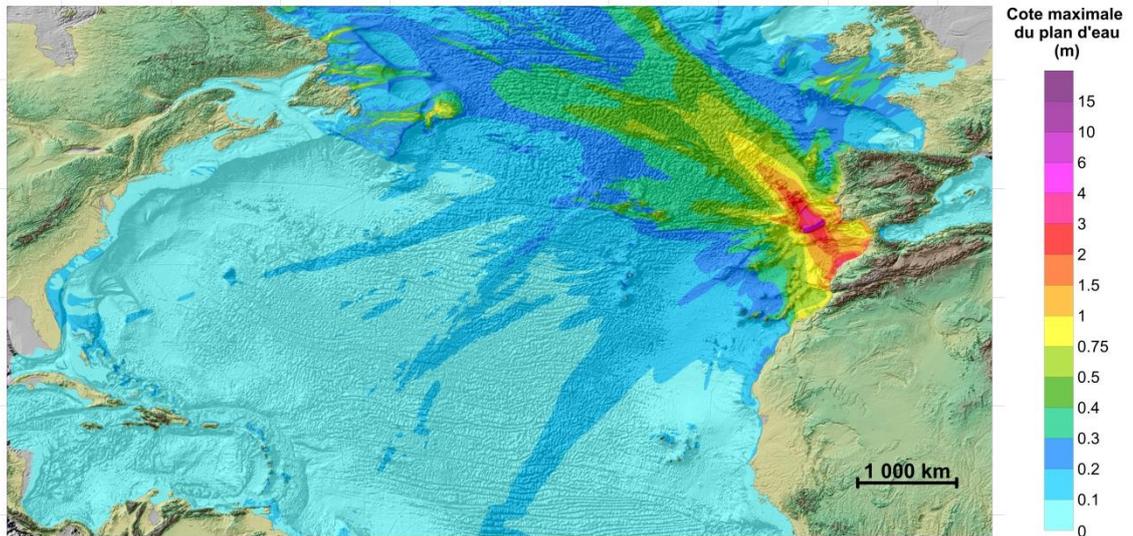
##### Scénario LISBONNE-6

- Rang 0 (Atlantique Nord)
- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

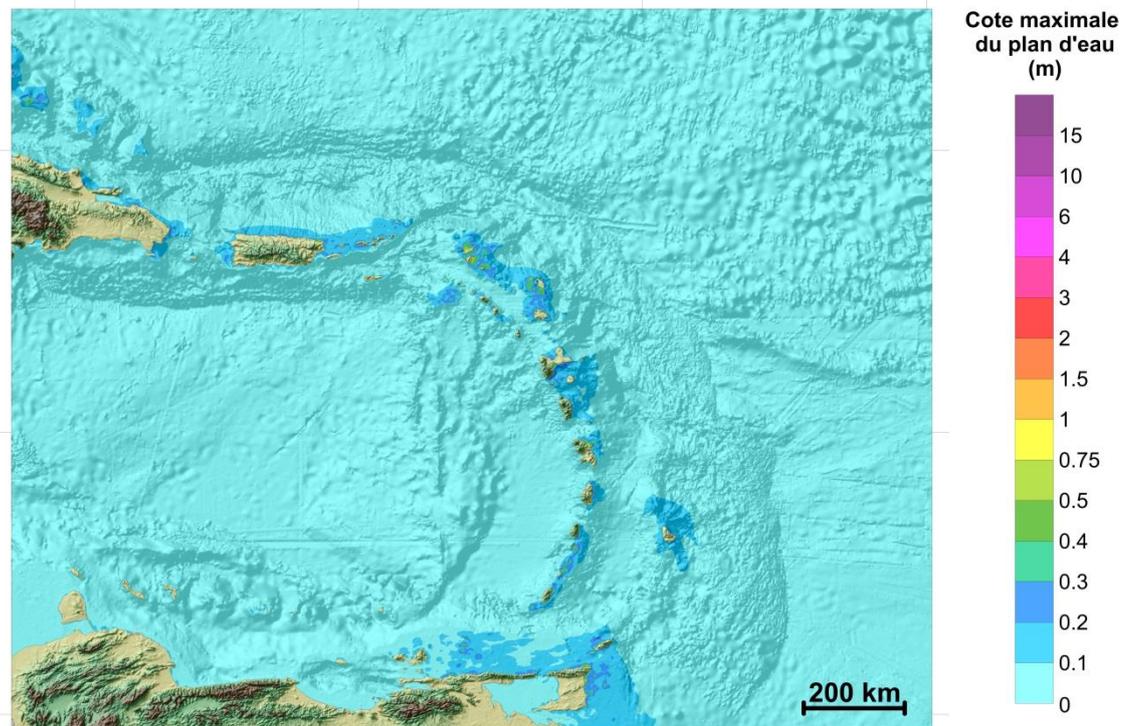


## Scénario LISBONNE-1

Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30") :



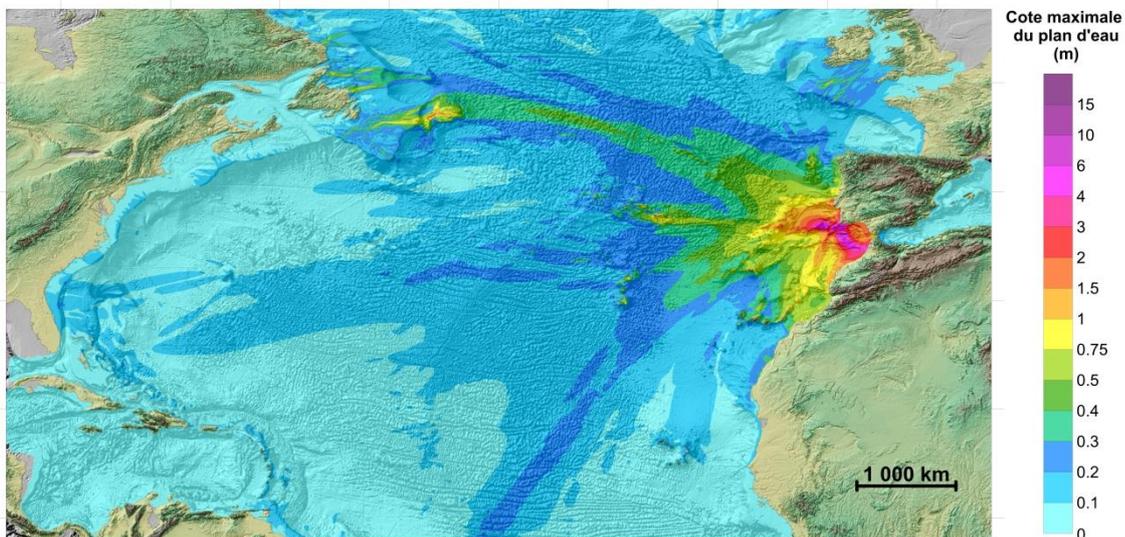
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30") :



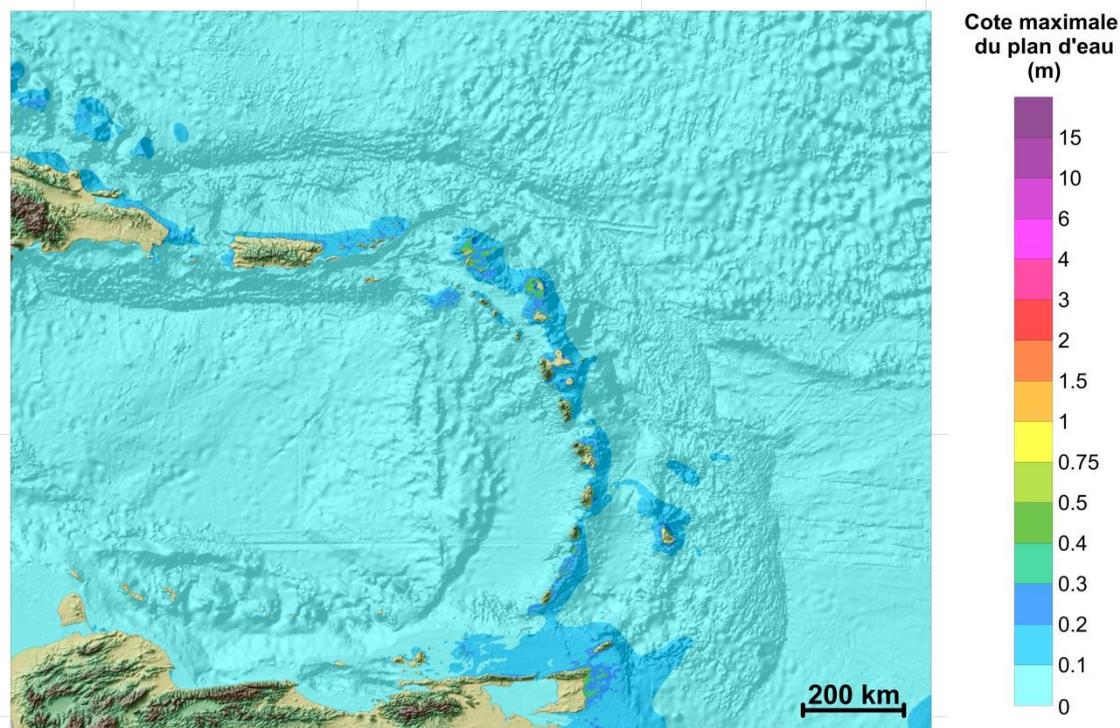
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario LISBONNE-2

Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30'') :



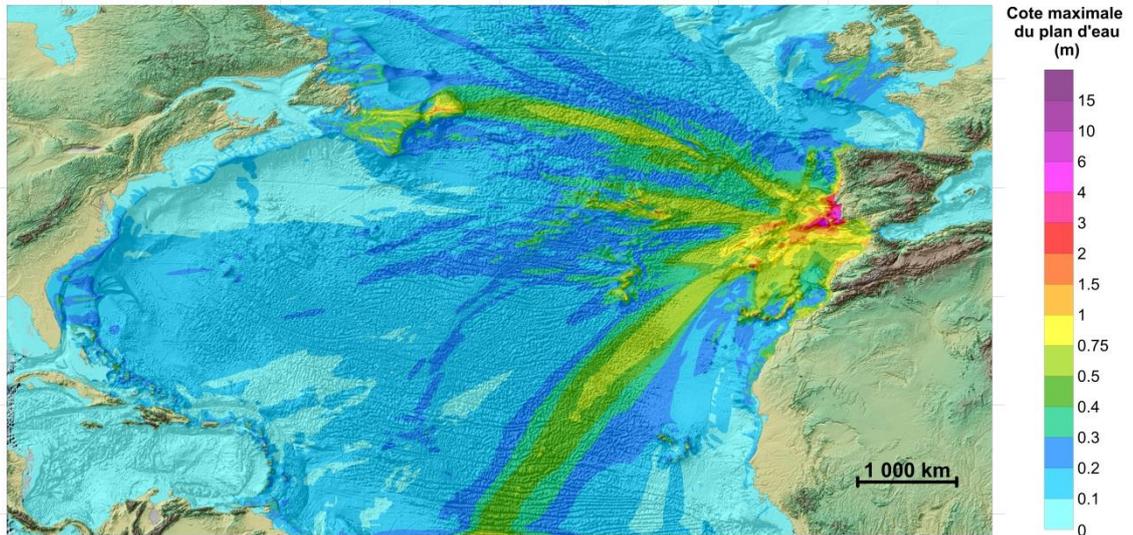
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



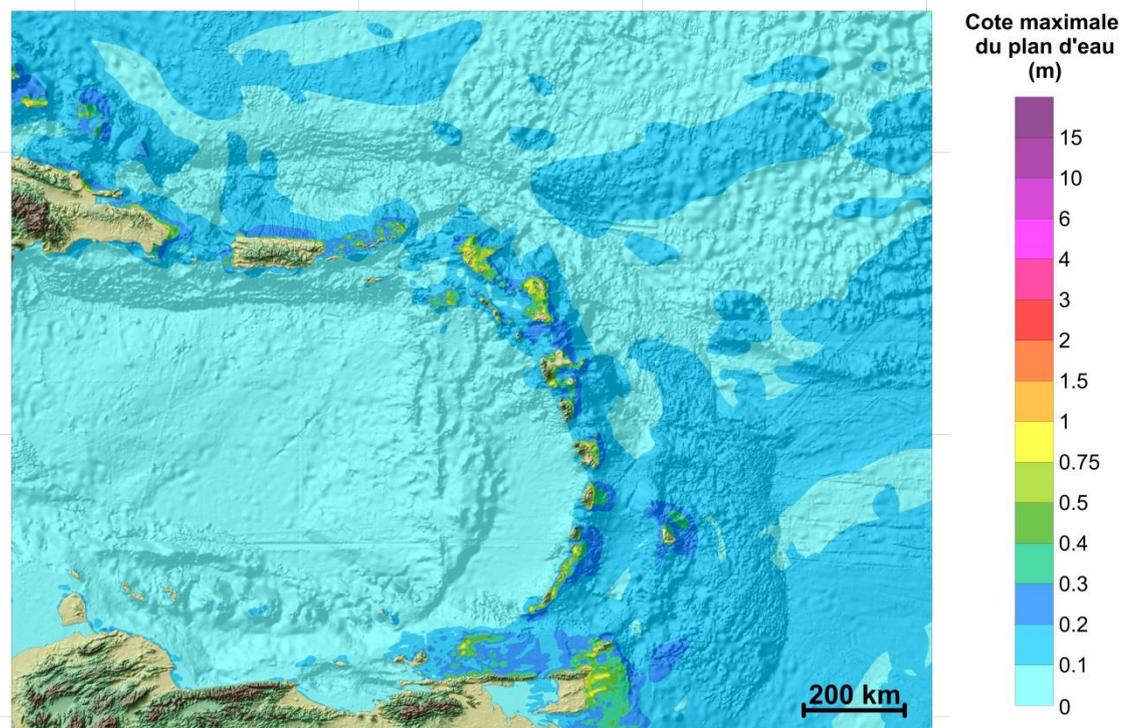
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario LISBONNE-3

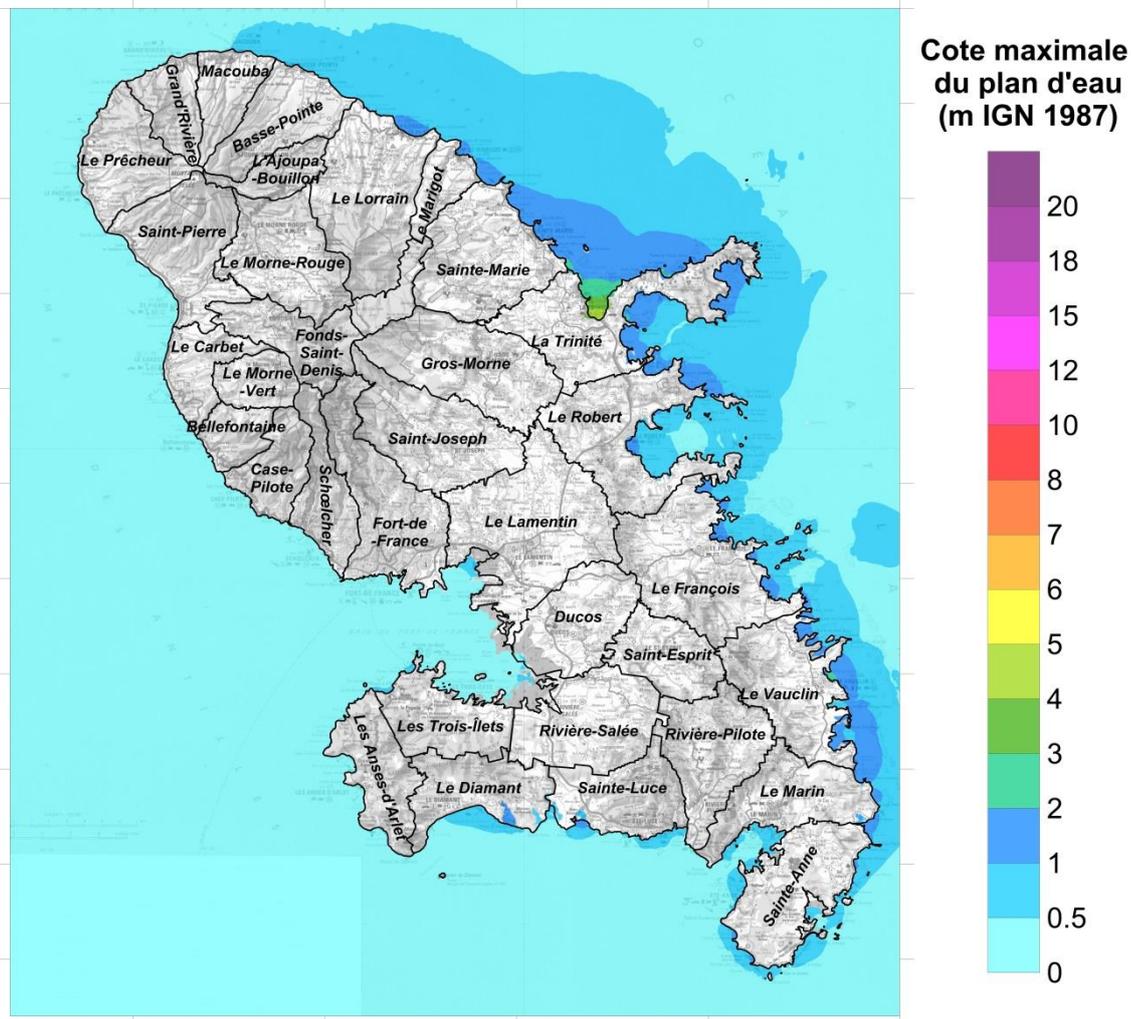
Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30'') :



Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

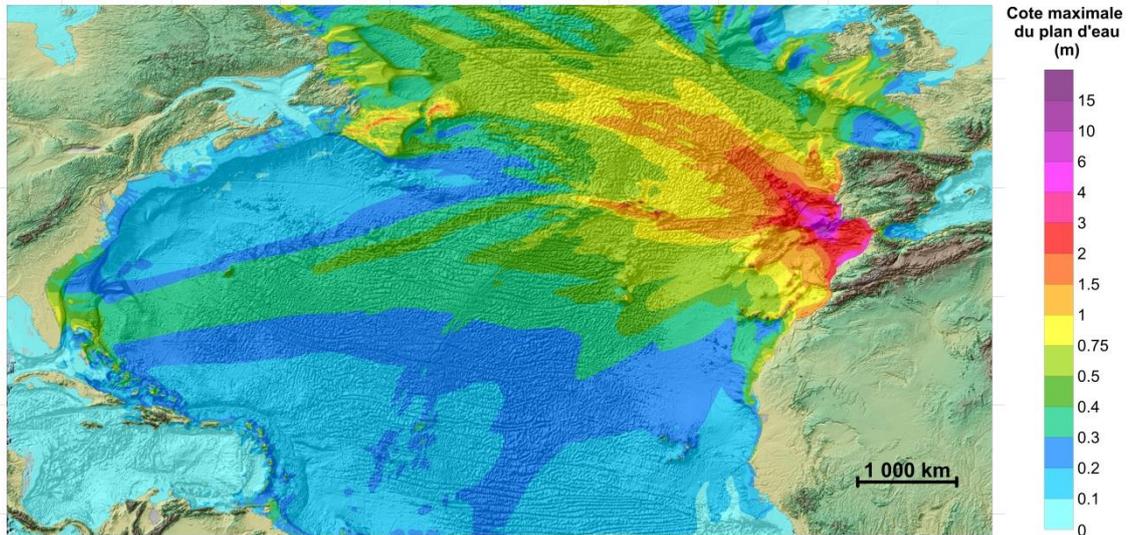


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

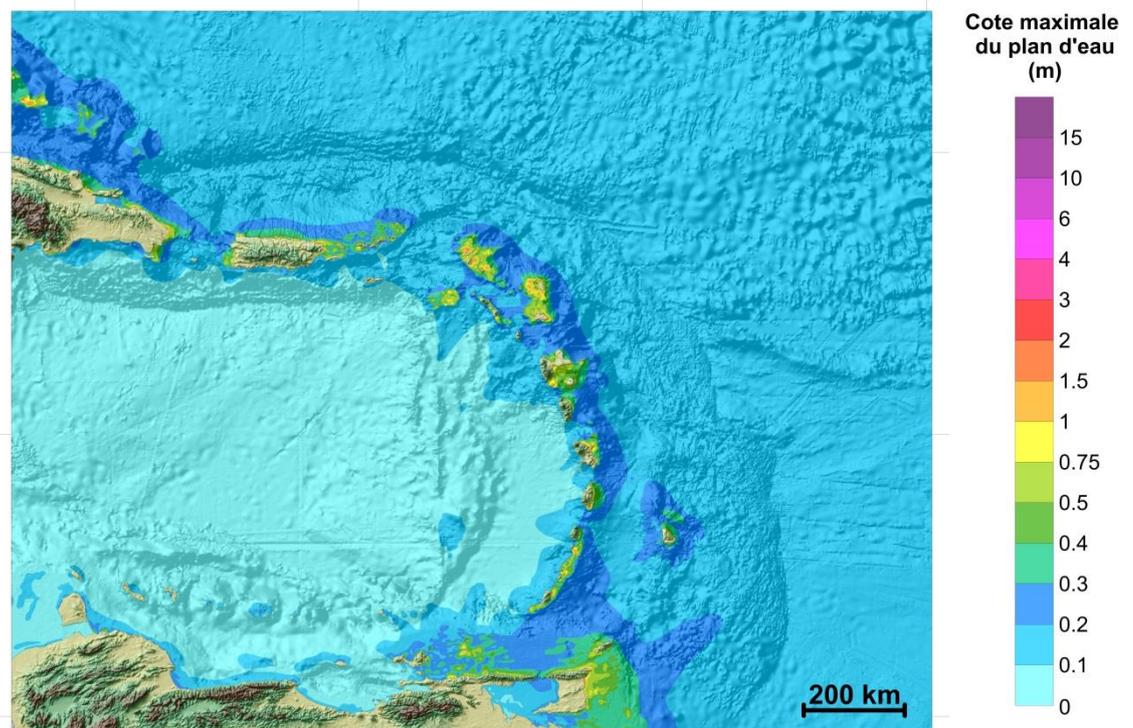


## Scénario LISBONNE-4

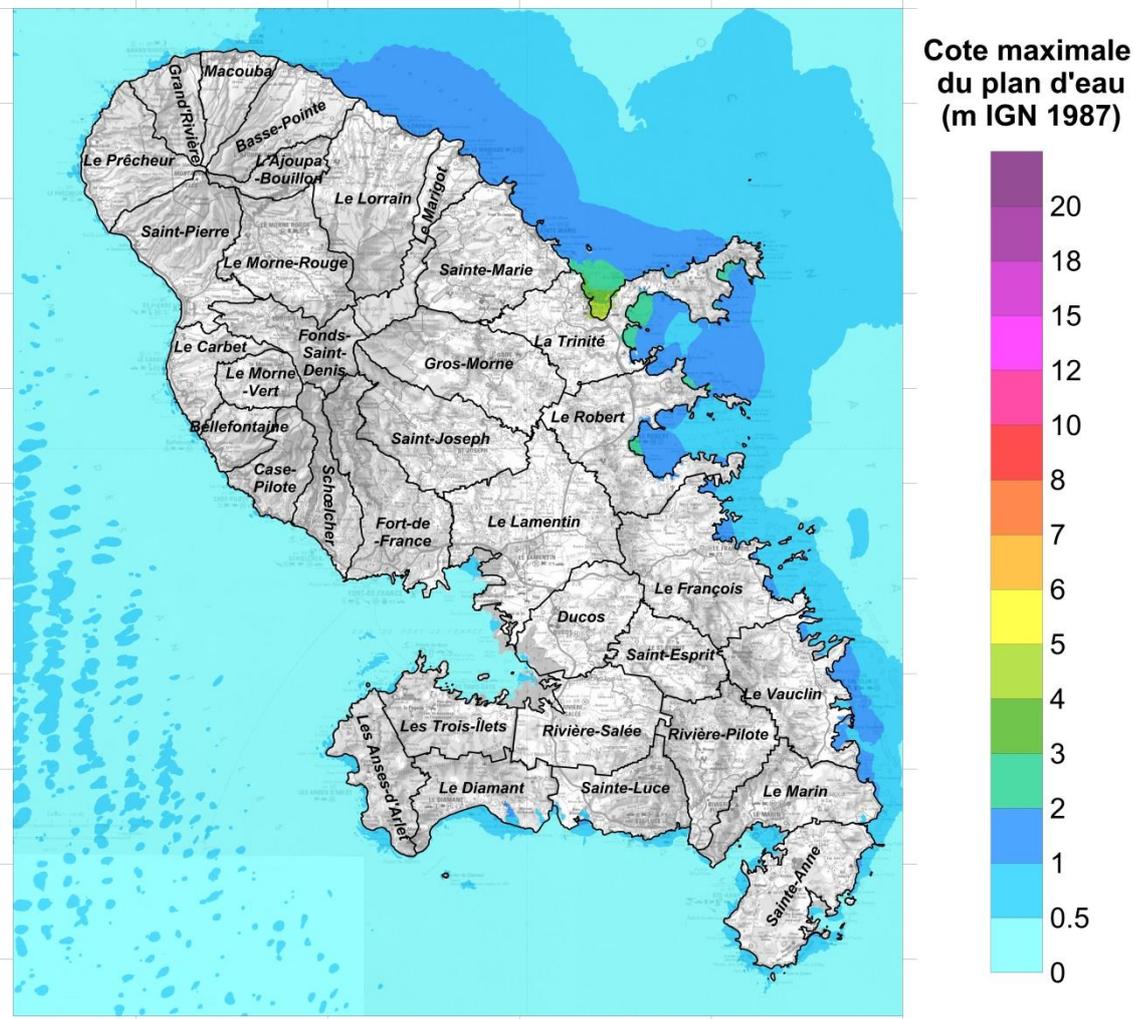
Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30'') :



Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

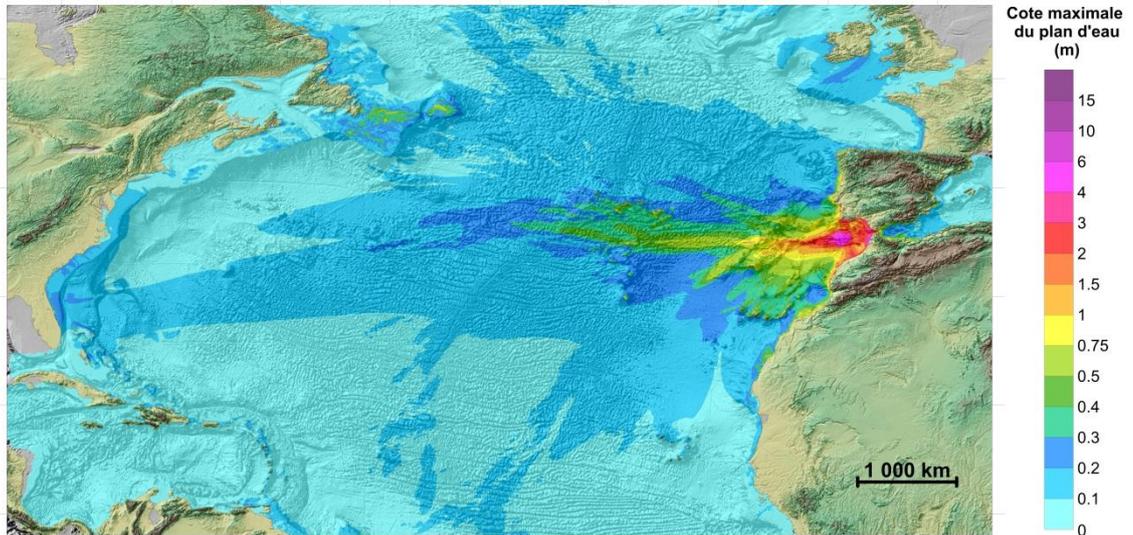


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

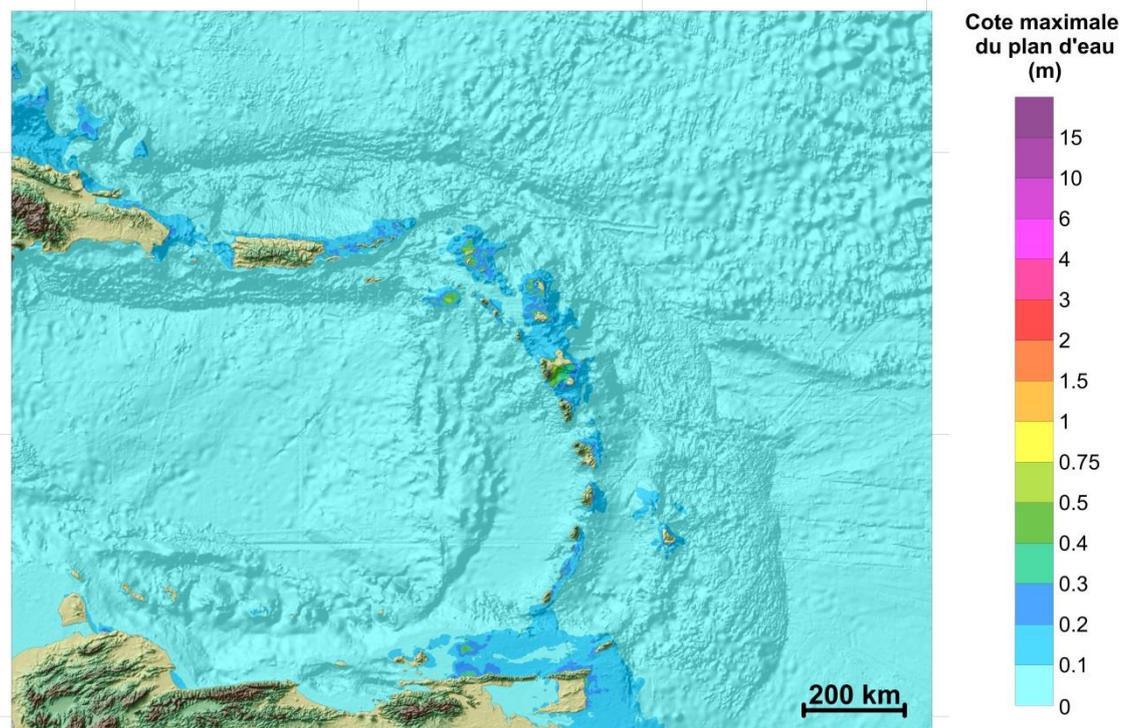


## Scénario LISBONNE-5

Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30'') :



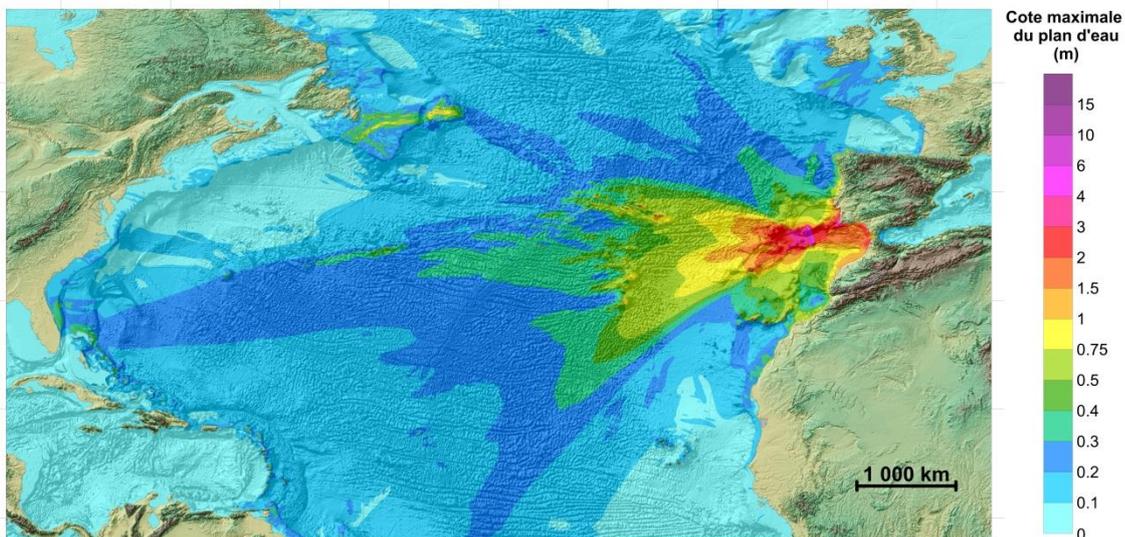
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



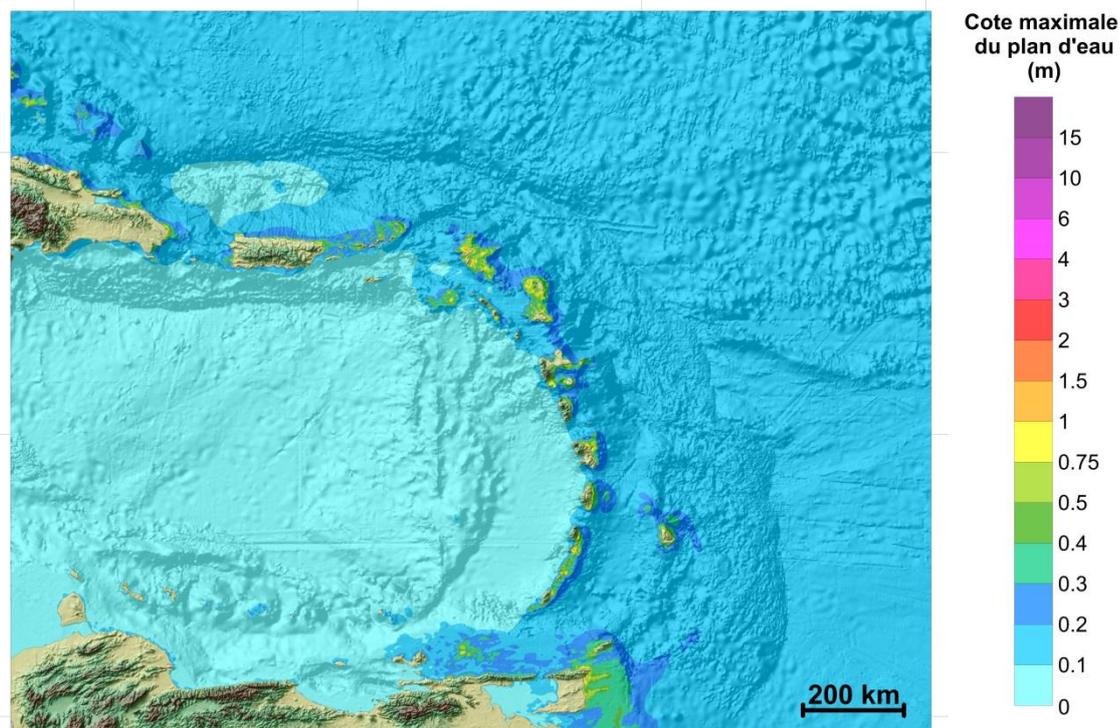
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario LISBONNE-6

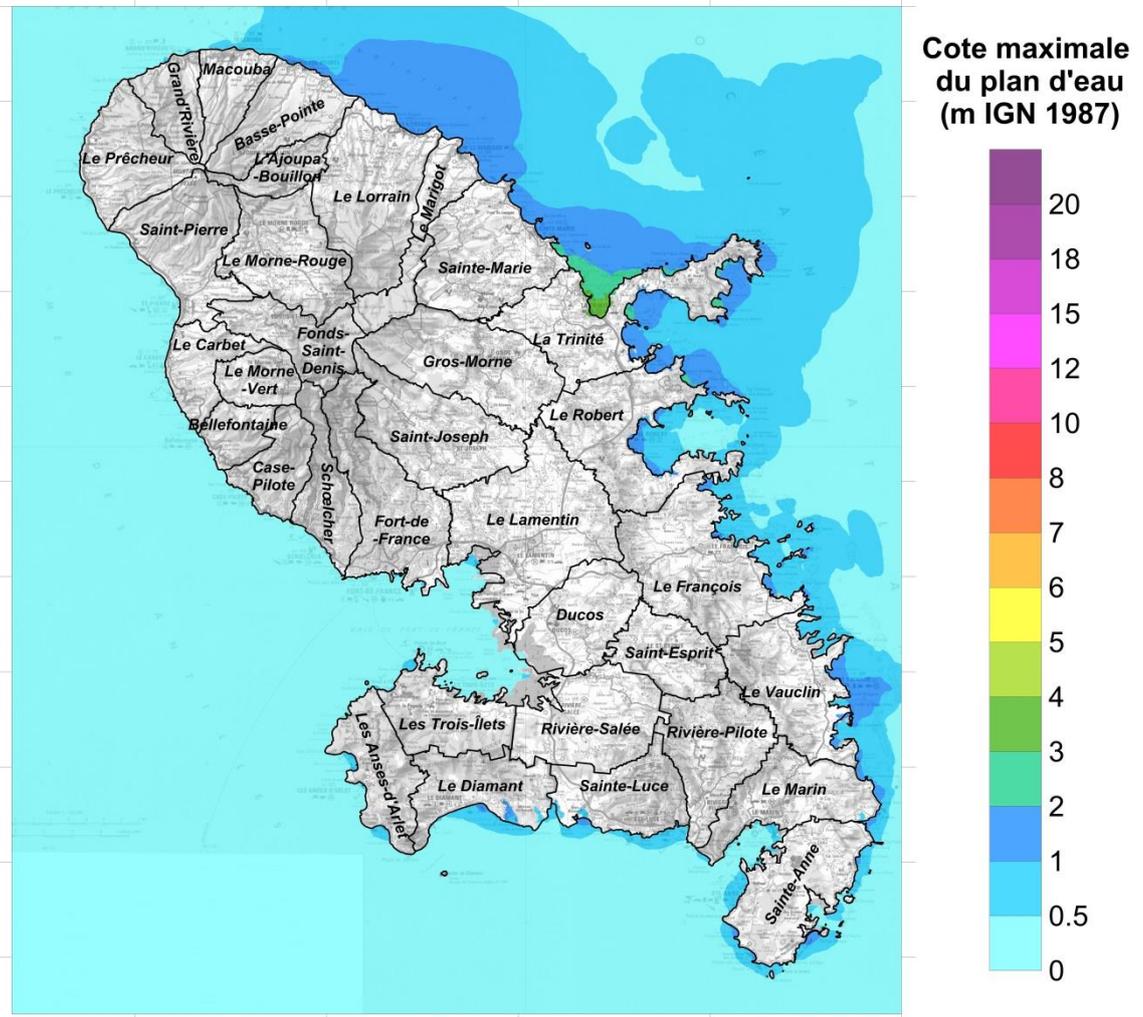
Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30") :



Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30") :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :





## **Annexe 3**

### **Source Sismique « Fosse de Muertos »**

#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario MUERTOS-1

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario MUERTOS-2

- Rang 1 (Petites Antilles)

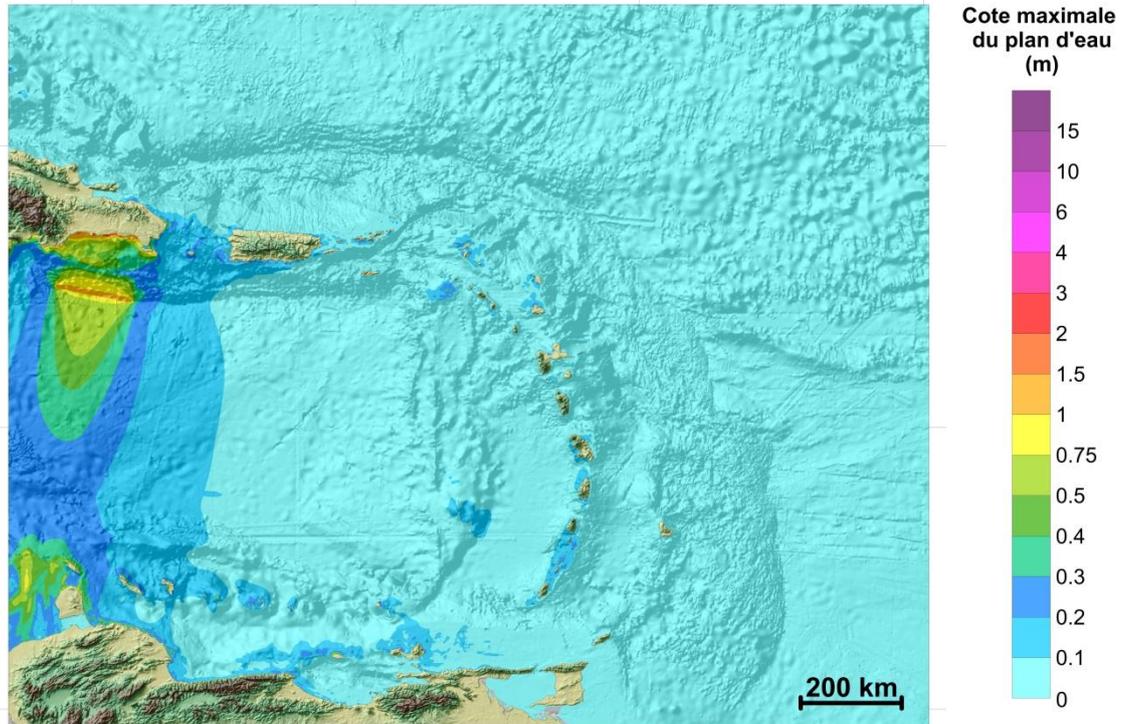
Scénario MUERTOS-3

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)



## Scénario MUERTOS-1

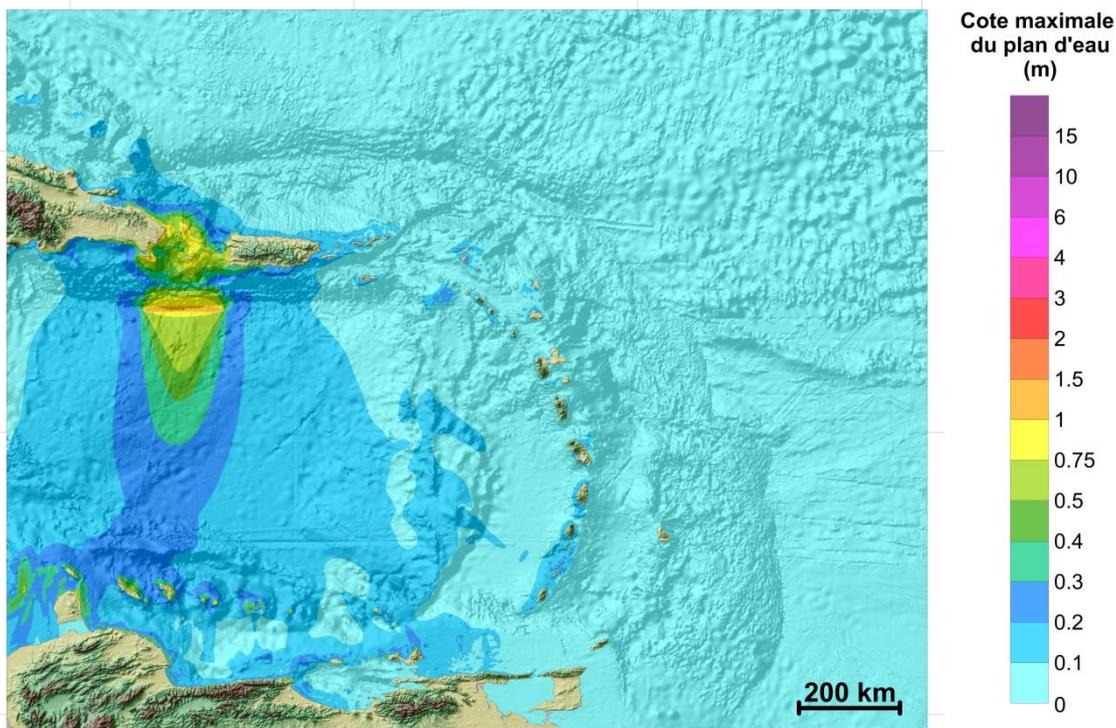
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario MUERTOS-2

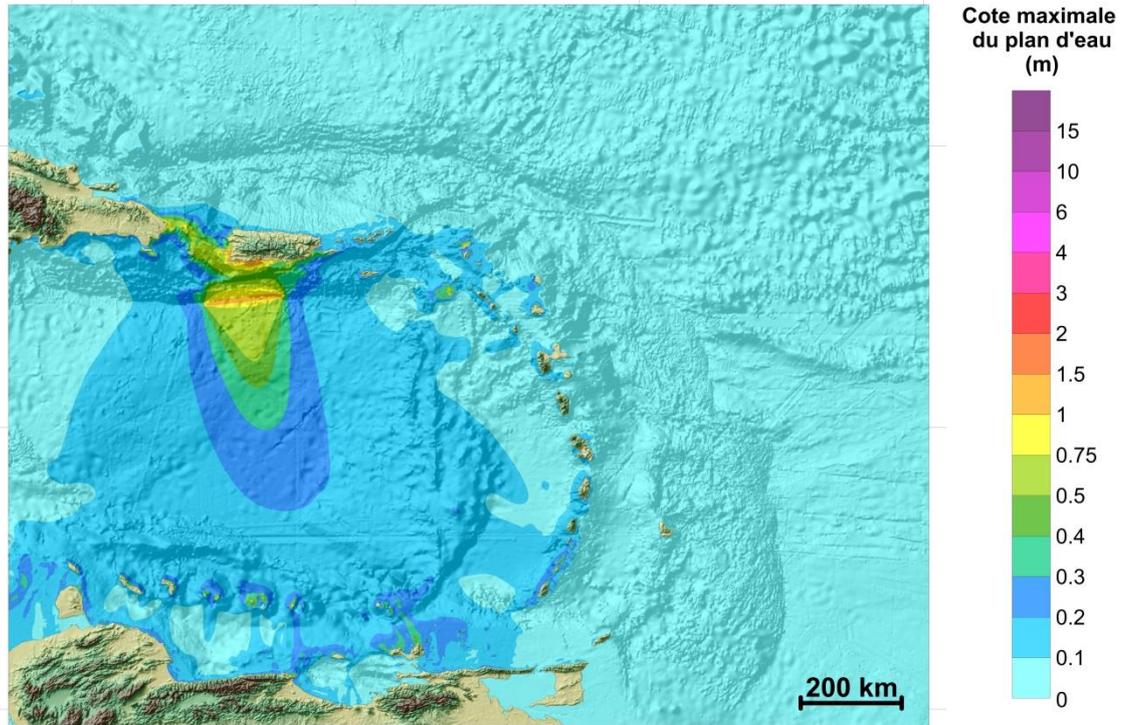
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



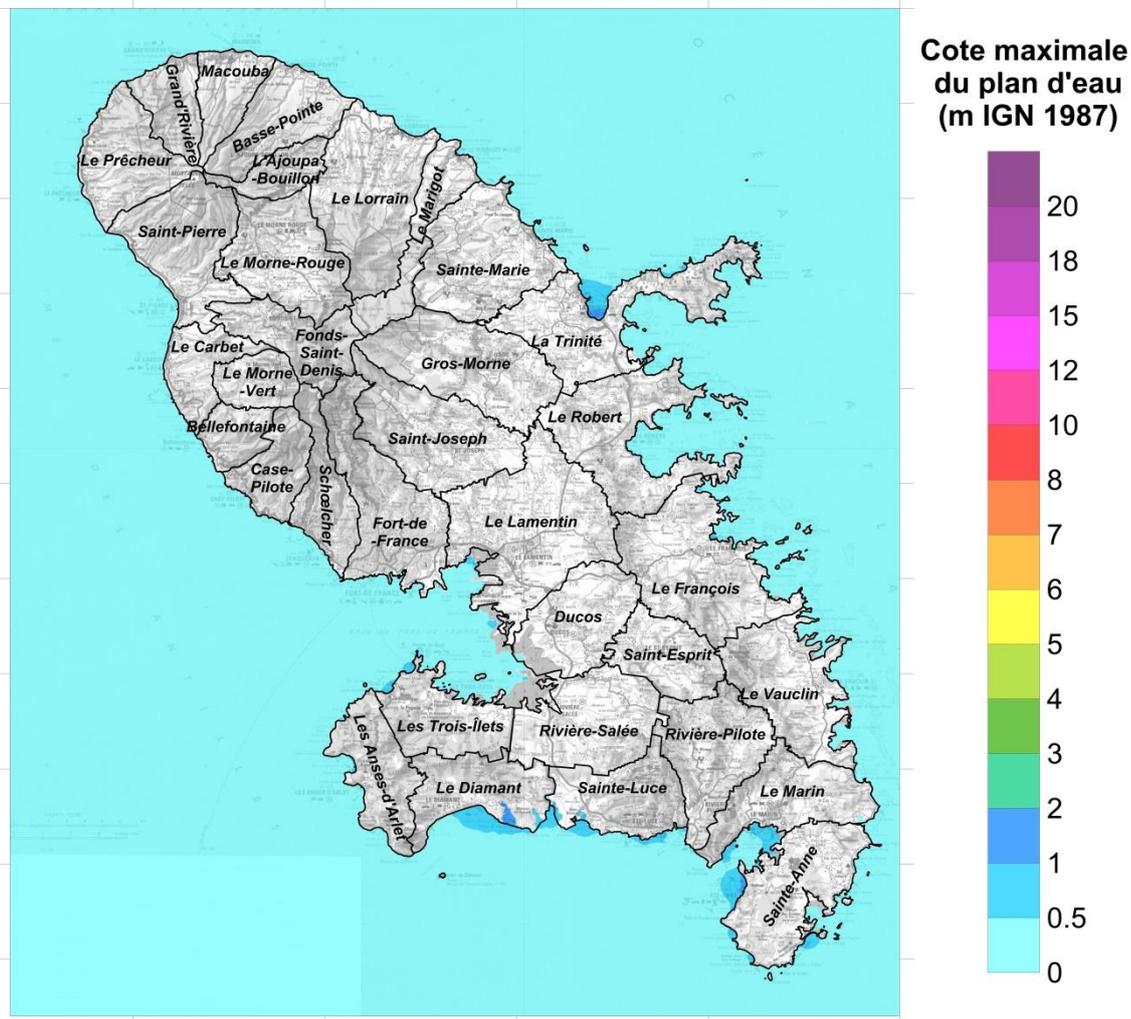
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario MUERTOS-3

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## **Annexe 4**

### **Source Sismique « Fosse de Puerto Rico »**

#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario PUERTORICO-1

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario PUERTORICO-2

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario PUERTORICO-3

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

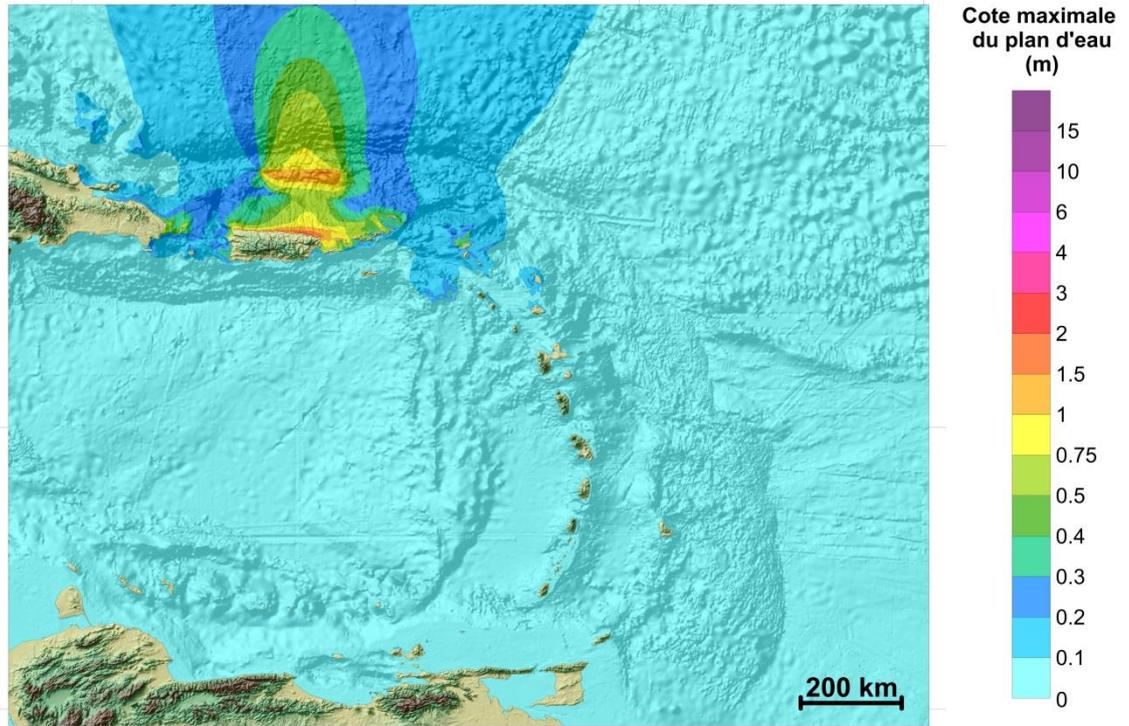
Scénario PUERTORICO-4

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)



## Scénario PUERTORICO-1

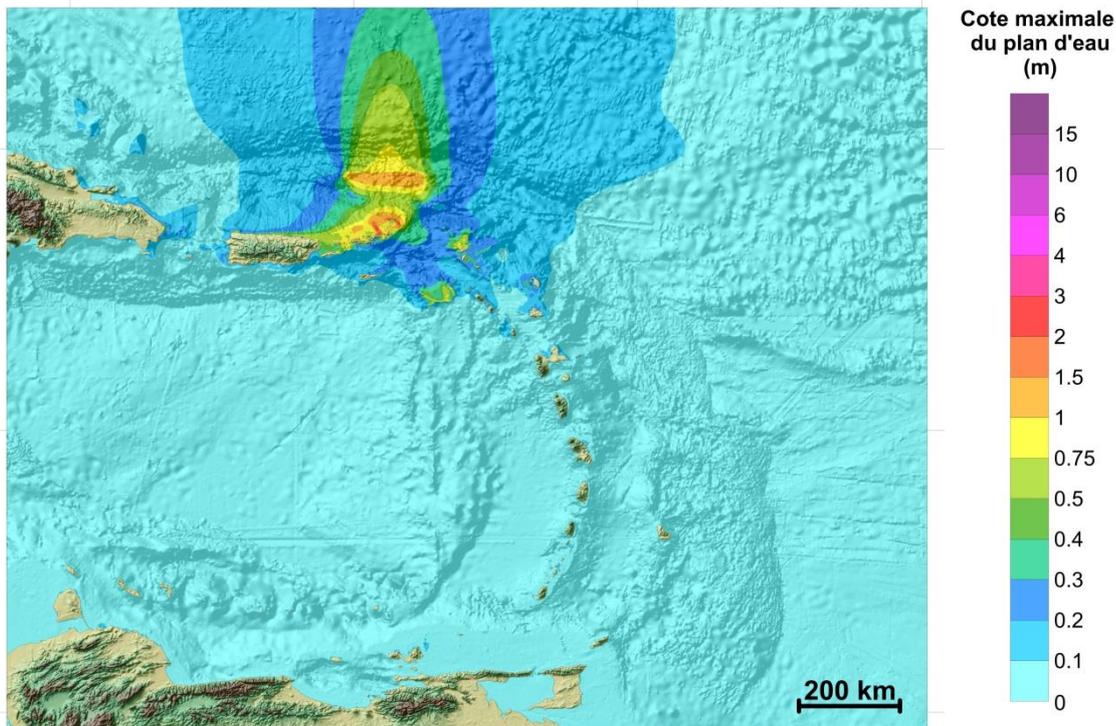
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario PUERTORICO-2

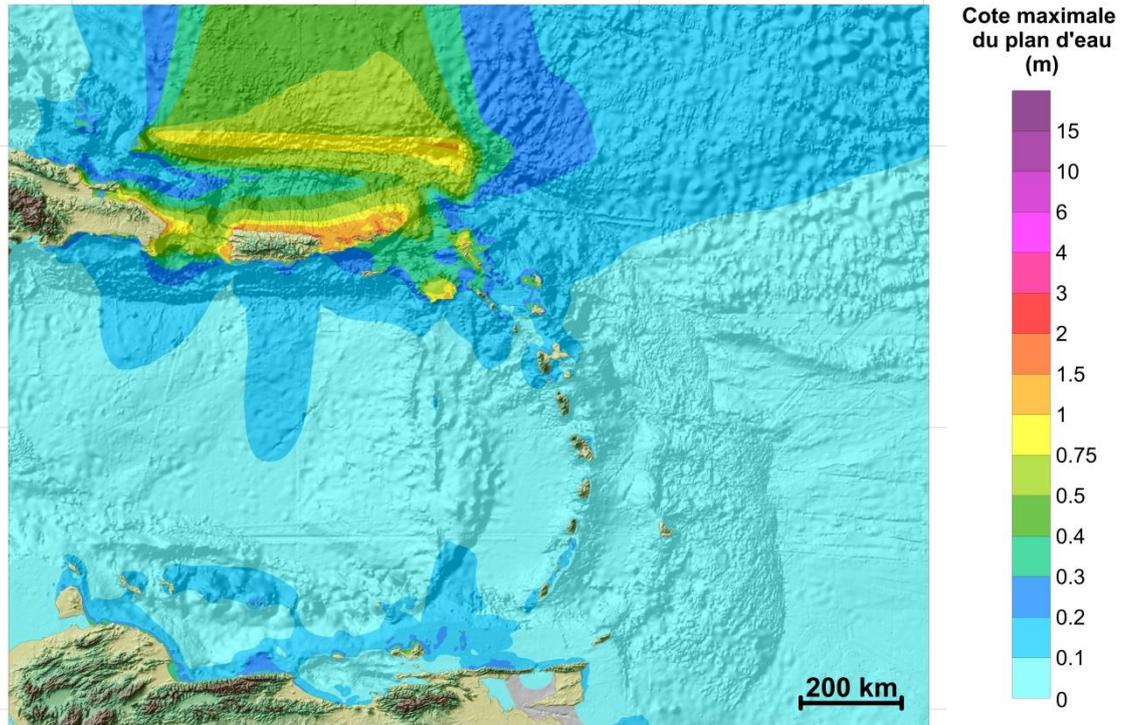
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



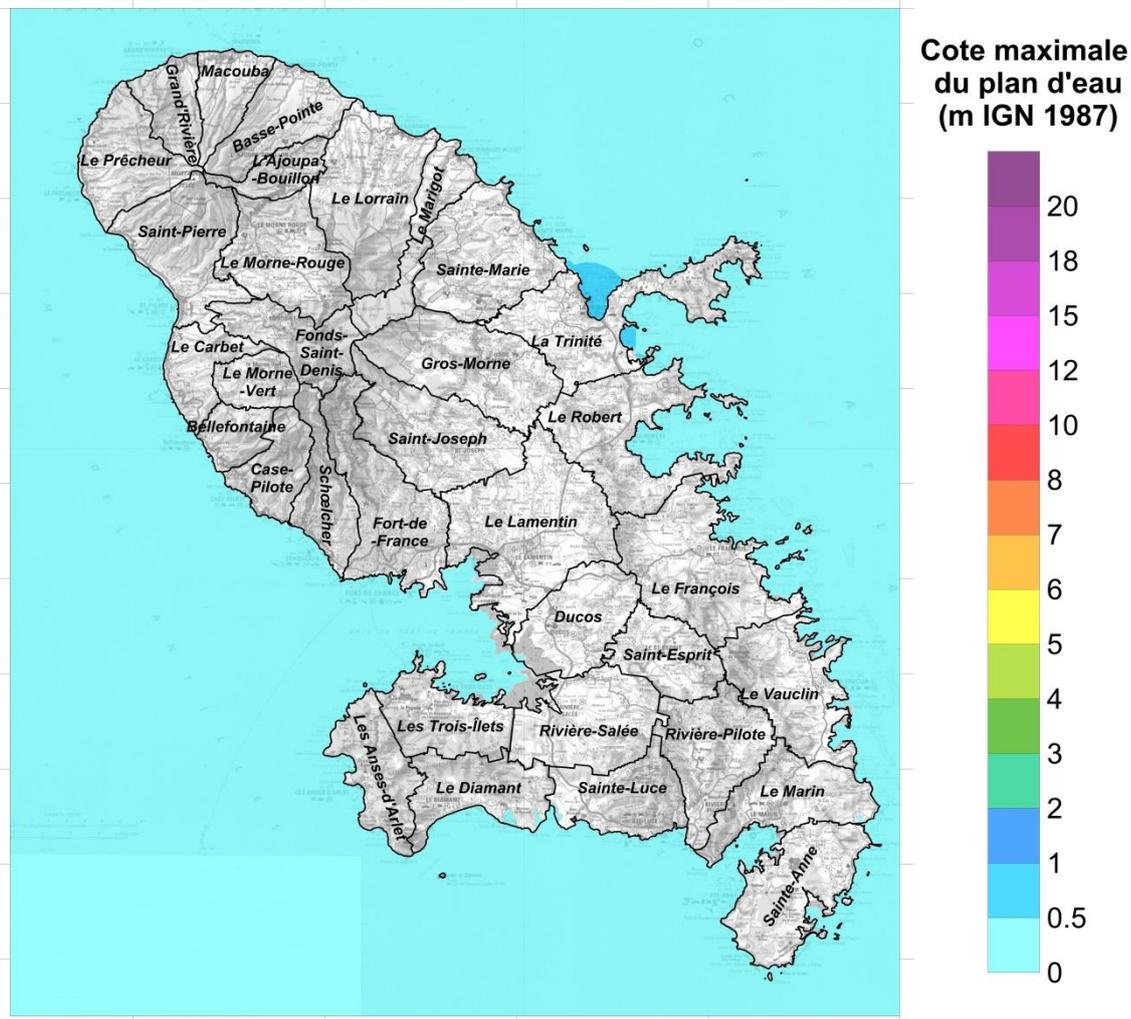
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario PUERTORICO-3

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

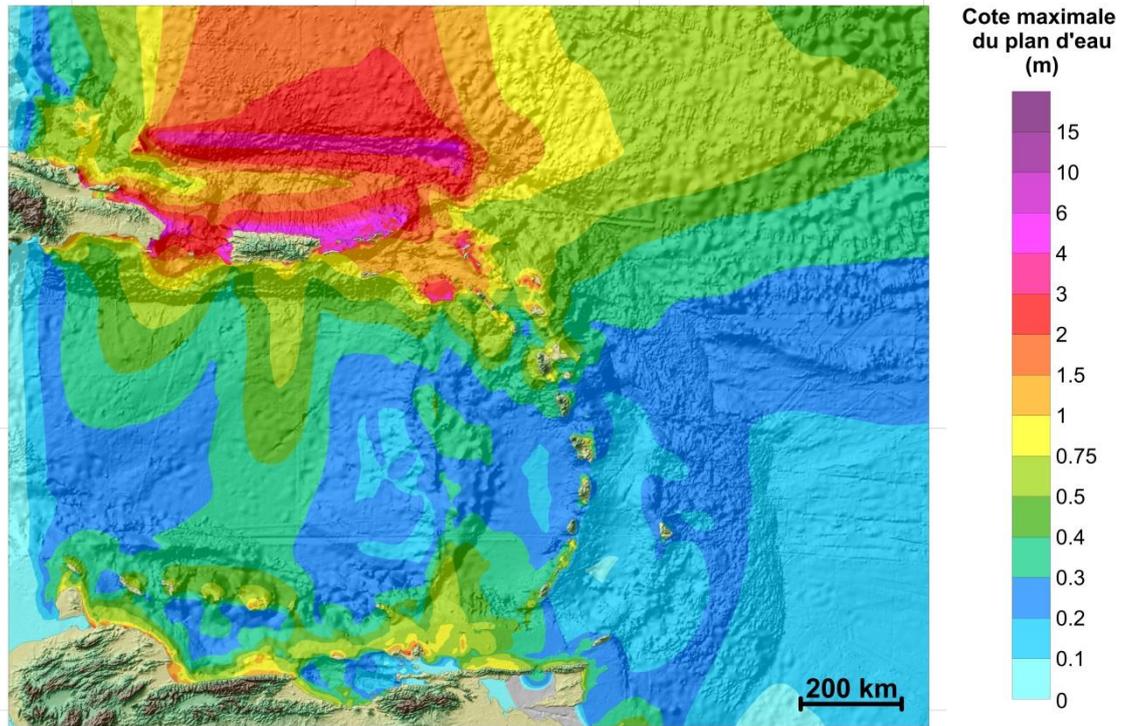


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

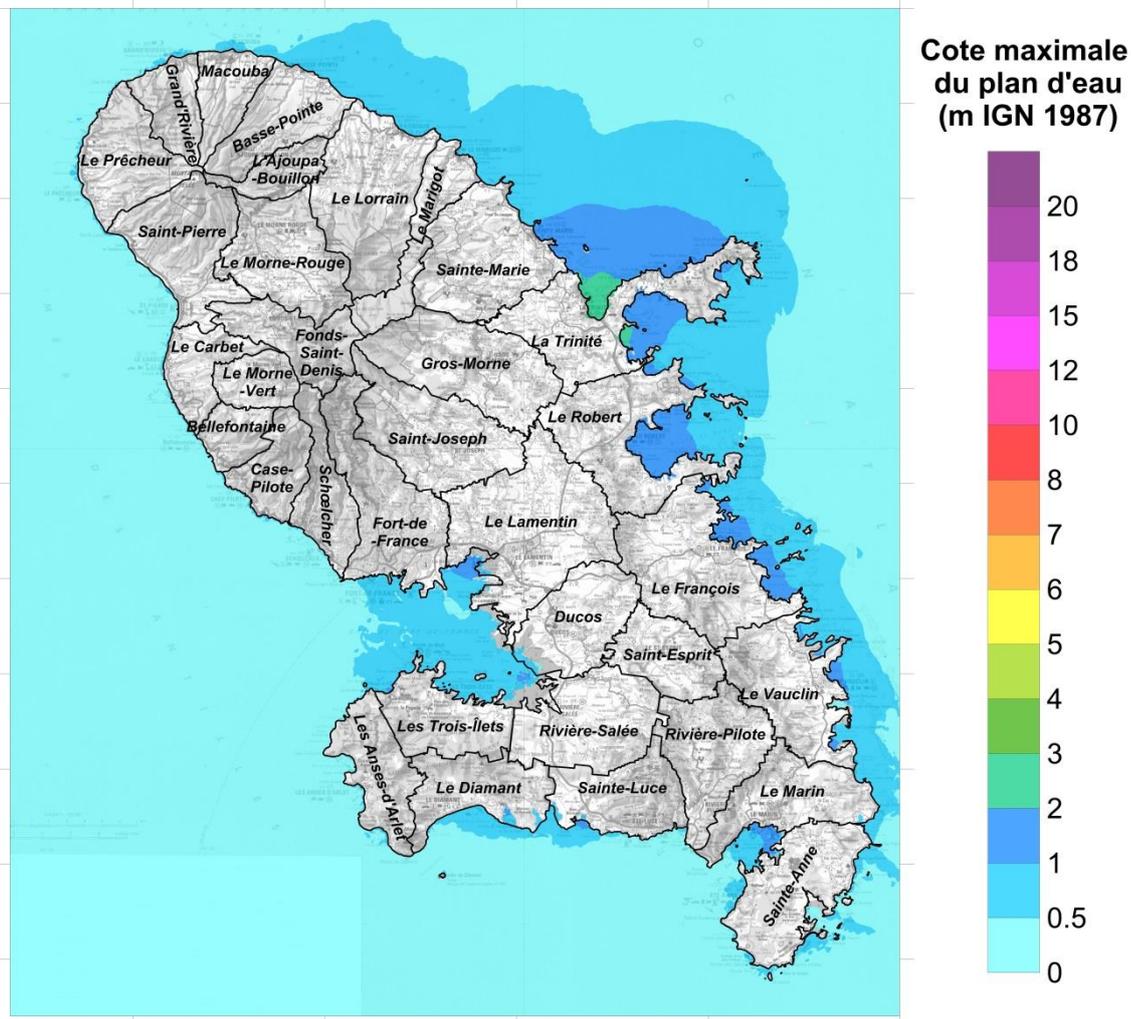


## Scénario PUERTORICO-4

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Annexe 5

# Source Sismique « Interface de la Subduction des Petites Antilles »

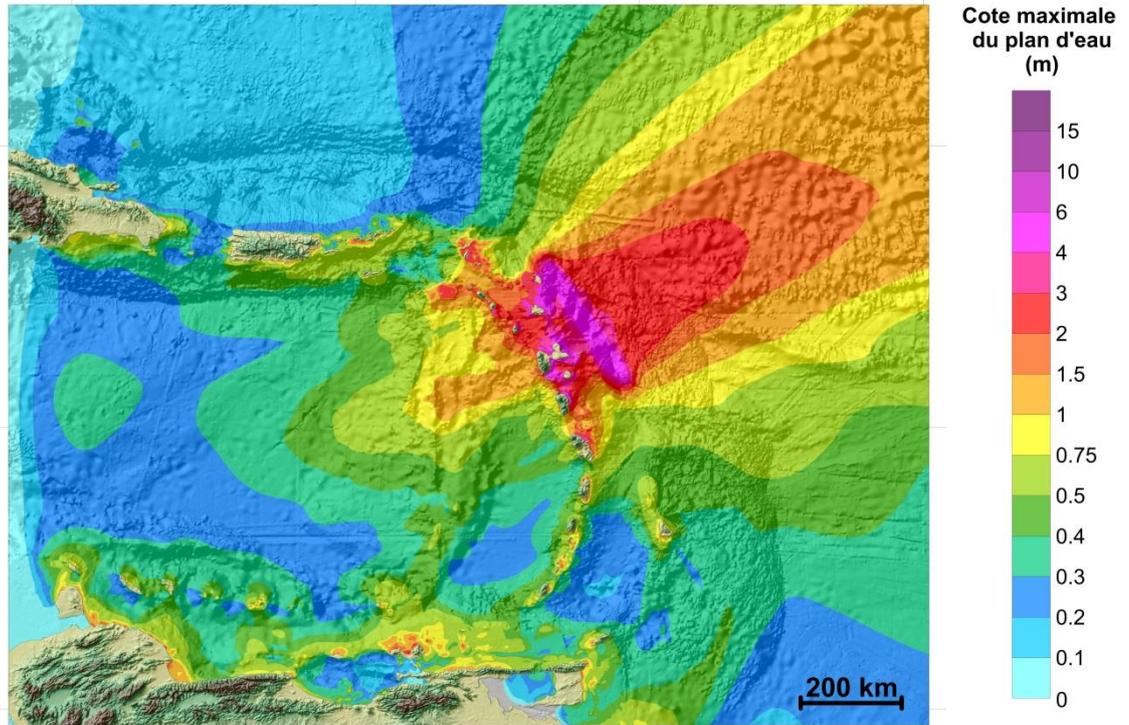
## Elévation du plan d'eau

- Scénario SUBDUCTION-1
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-2
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-3
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-4
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-5
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-6
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-7
  - Rang 1 (Petites Antilles)
- Scénario SUBDUCTION-8
  - Rang 1 (Petites Antilles)
- Scénario SUBDUCTION-9
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario SUBDUCTION-10
  - Rang 1 (Petites Antilles)
- Scénario SUBDUCTION-11
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)

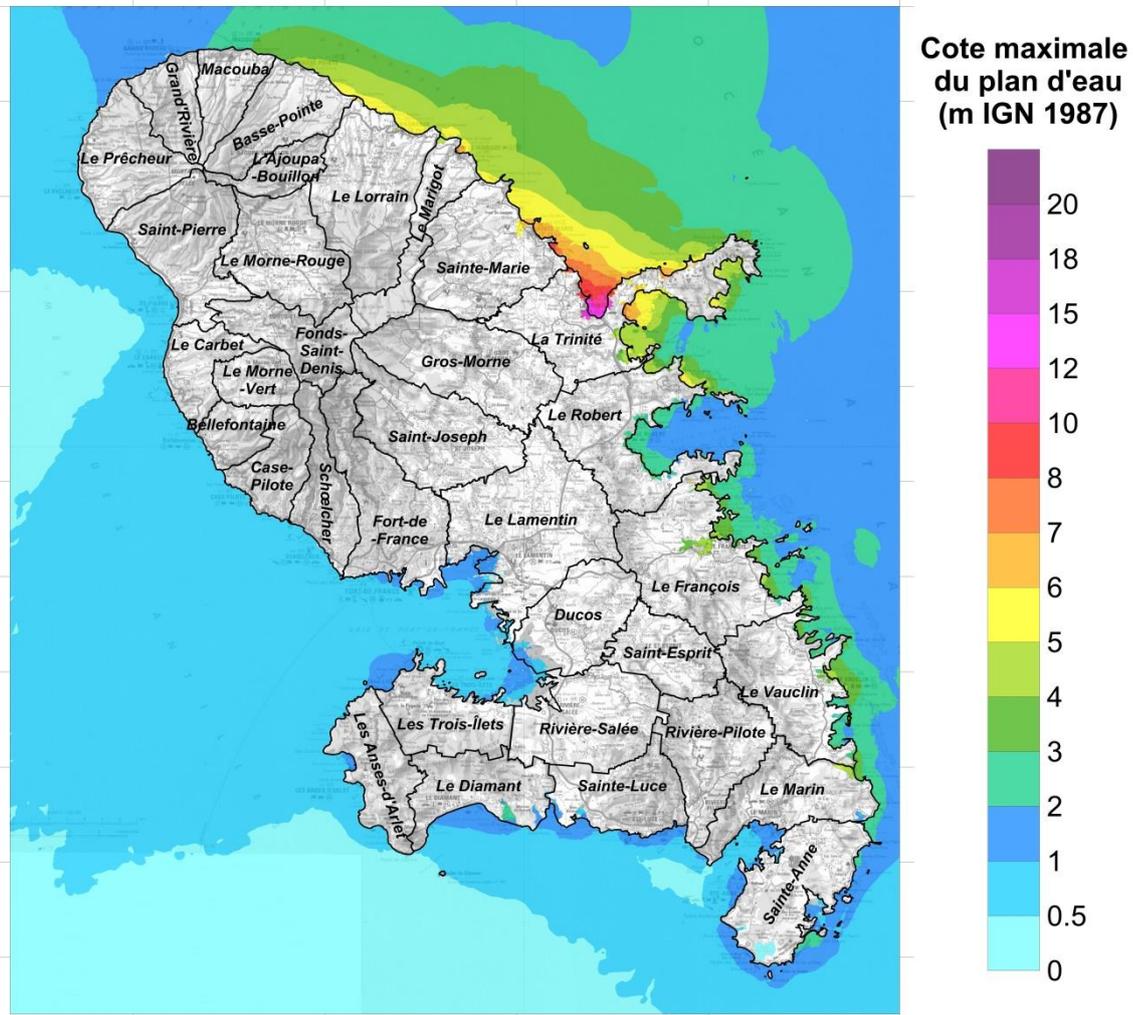


## Scénario SUBDUCTION-1

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

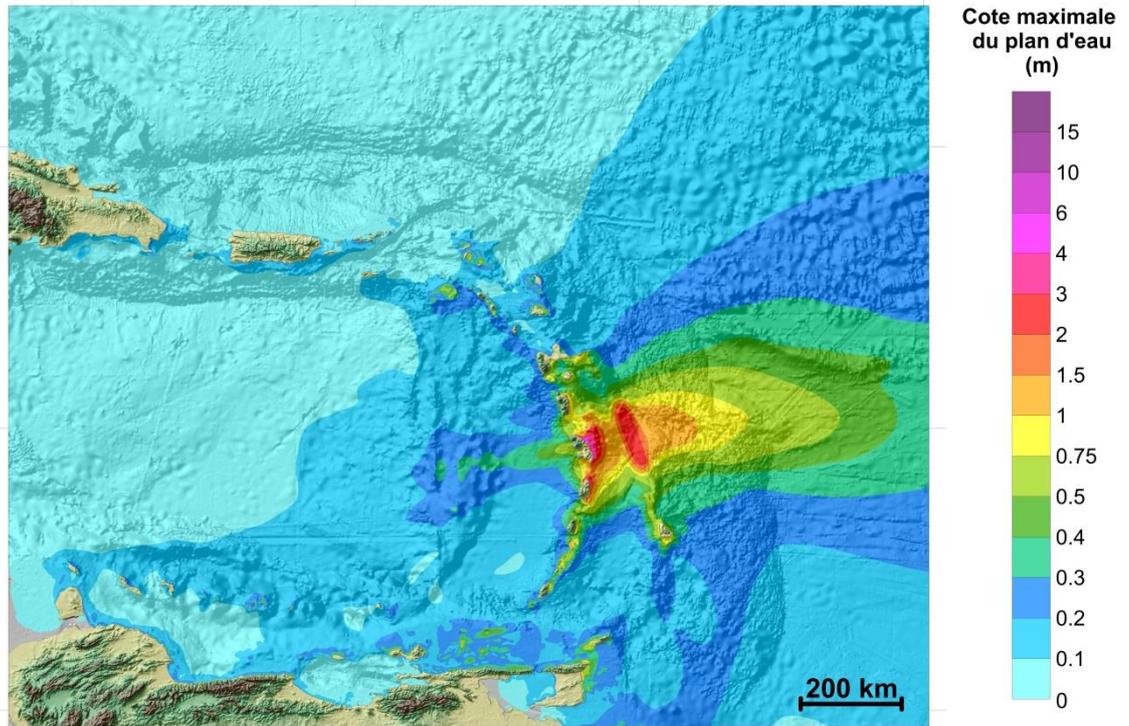


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

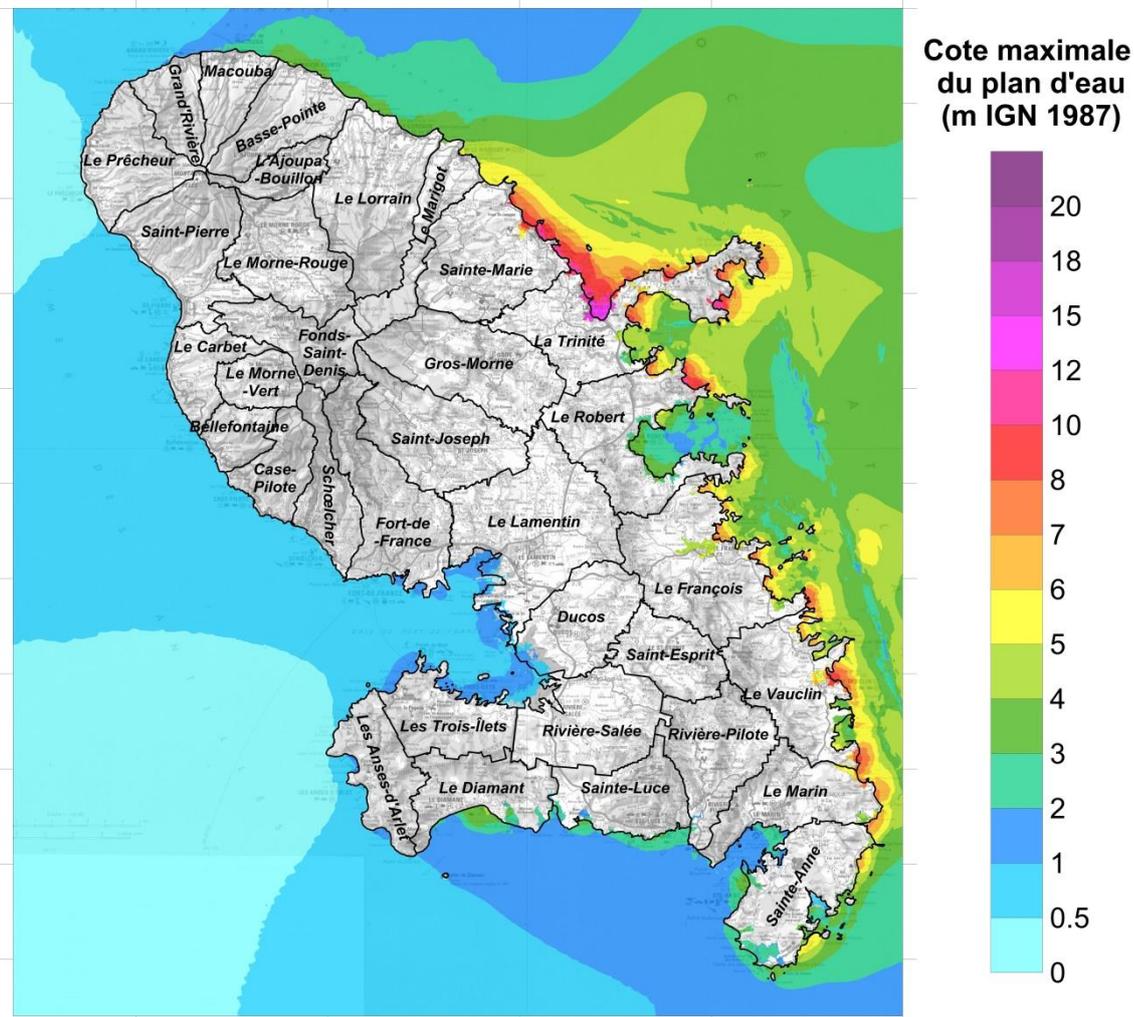


## Scénario SUBDUCTION-2

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

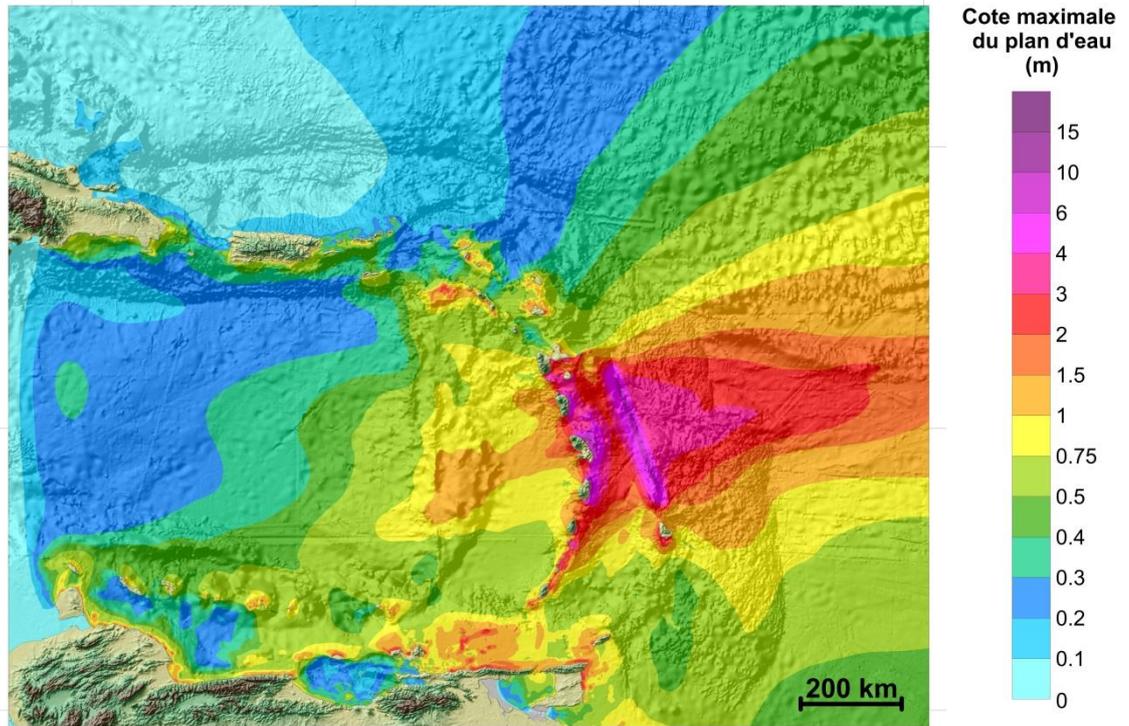


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

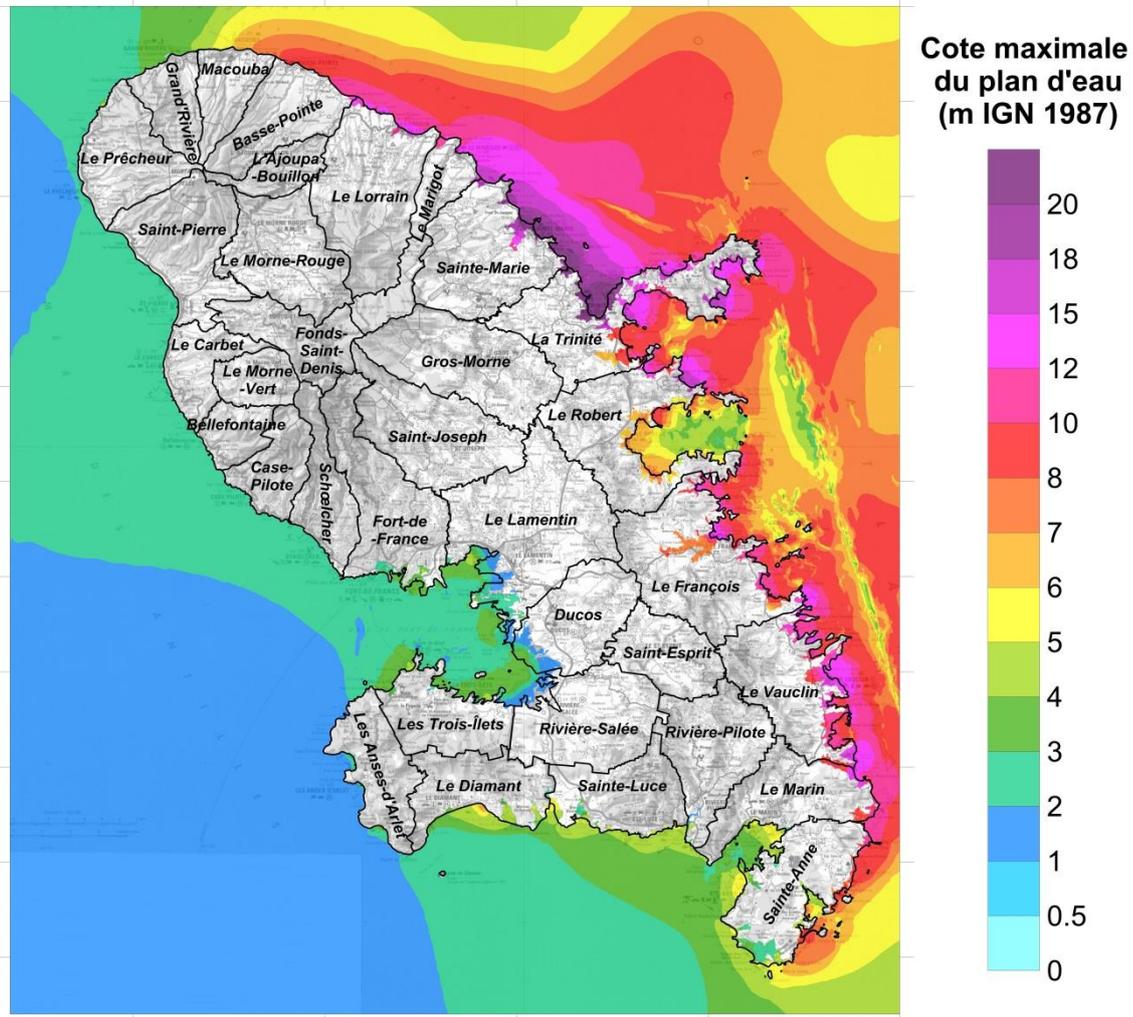


### Scénario SUBDUCTION-3

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

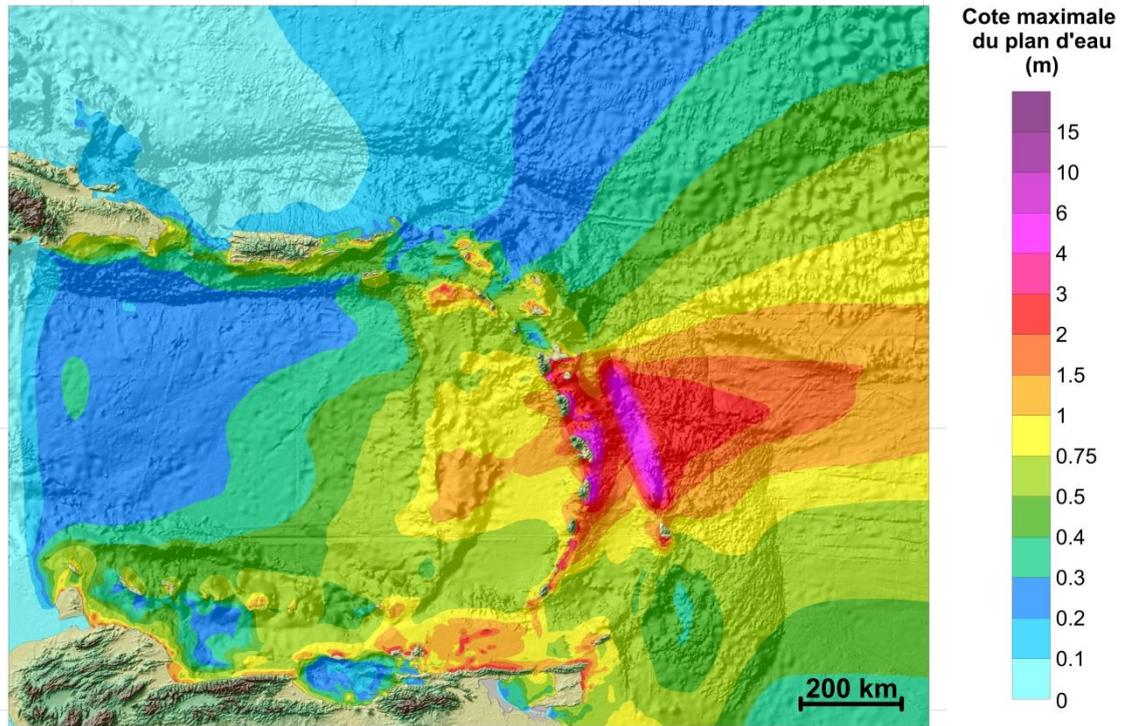


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

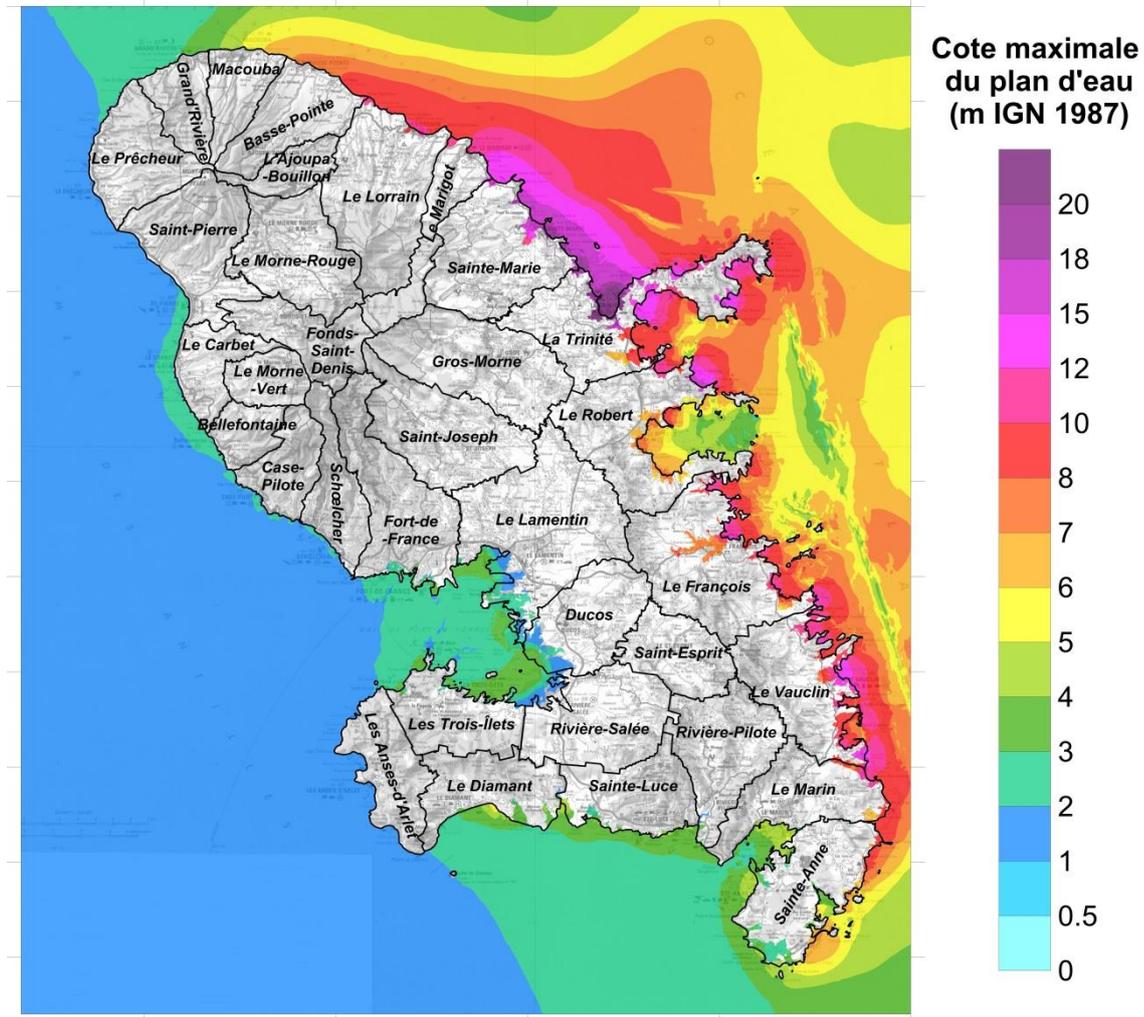


## Scénario SUBDUCTION-4

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

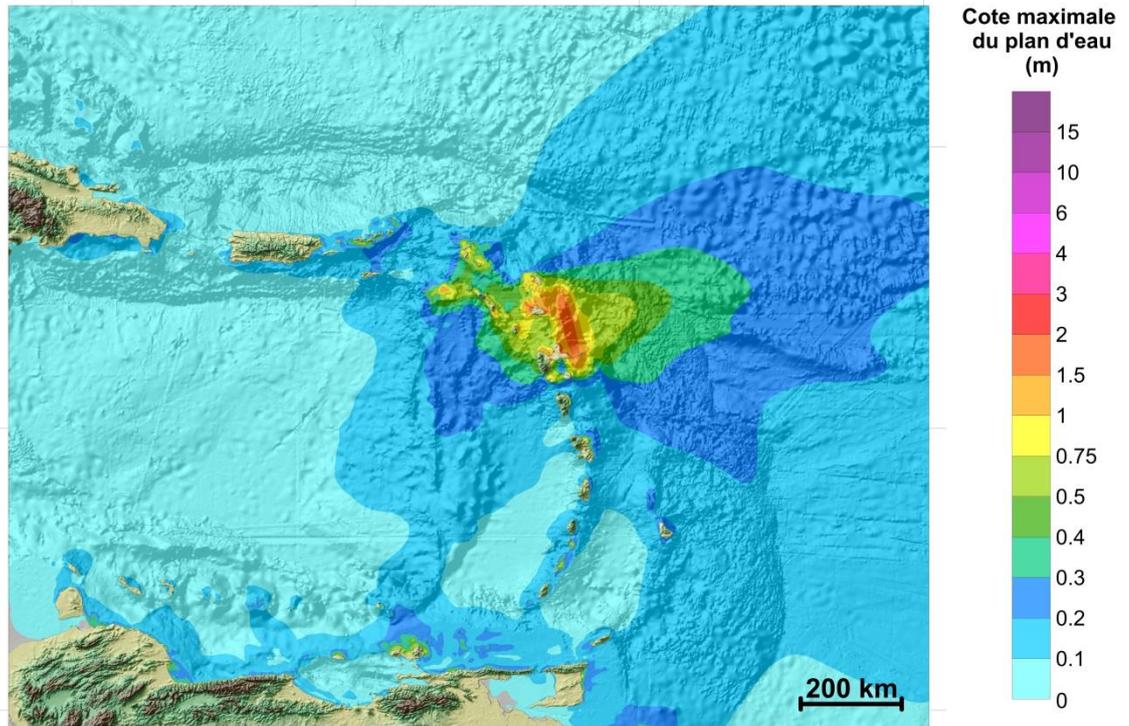


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

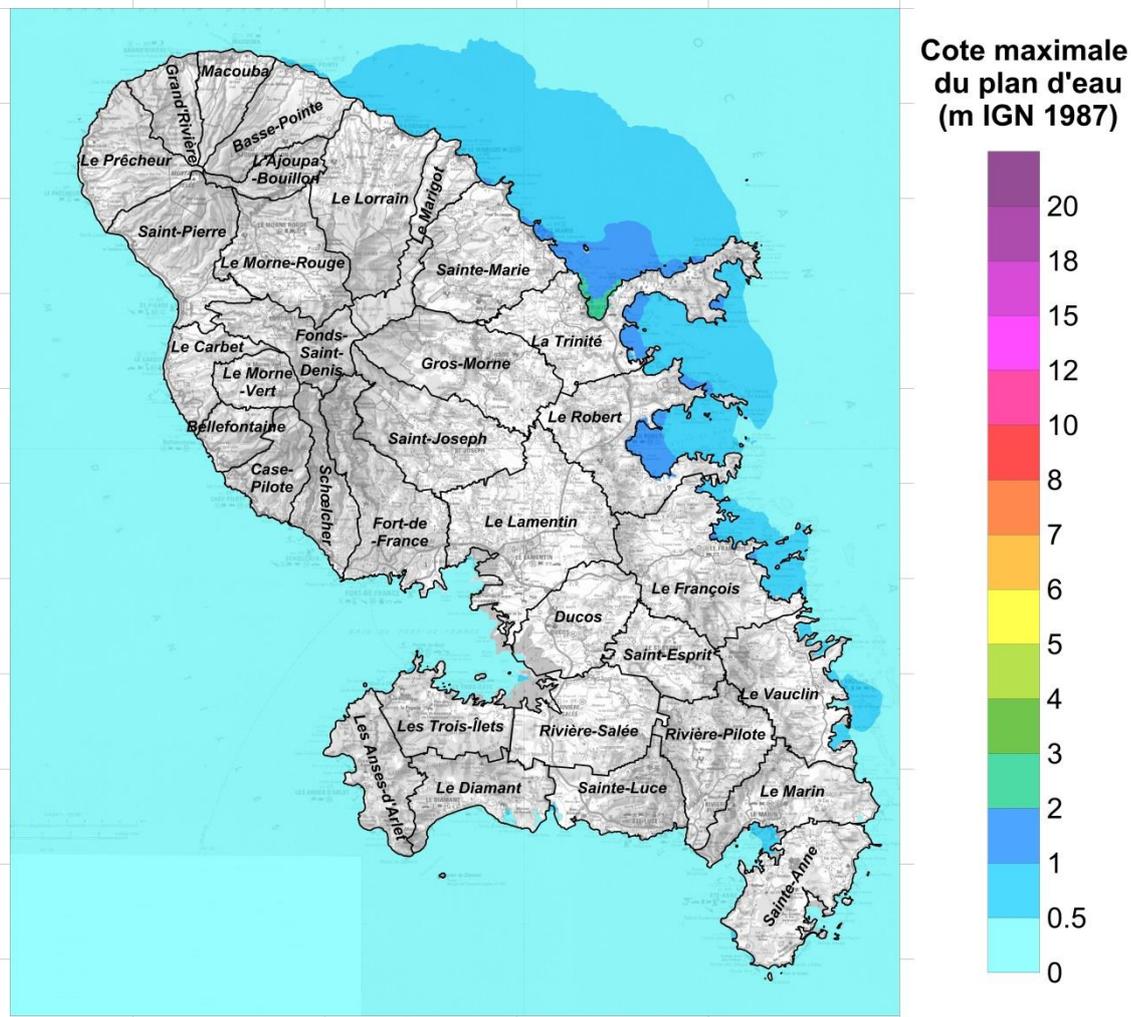


## Scénario SUBDUCTION-5

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

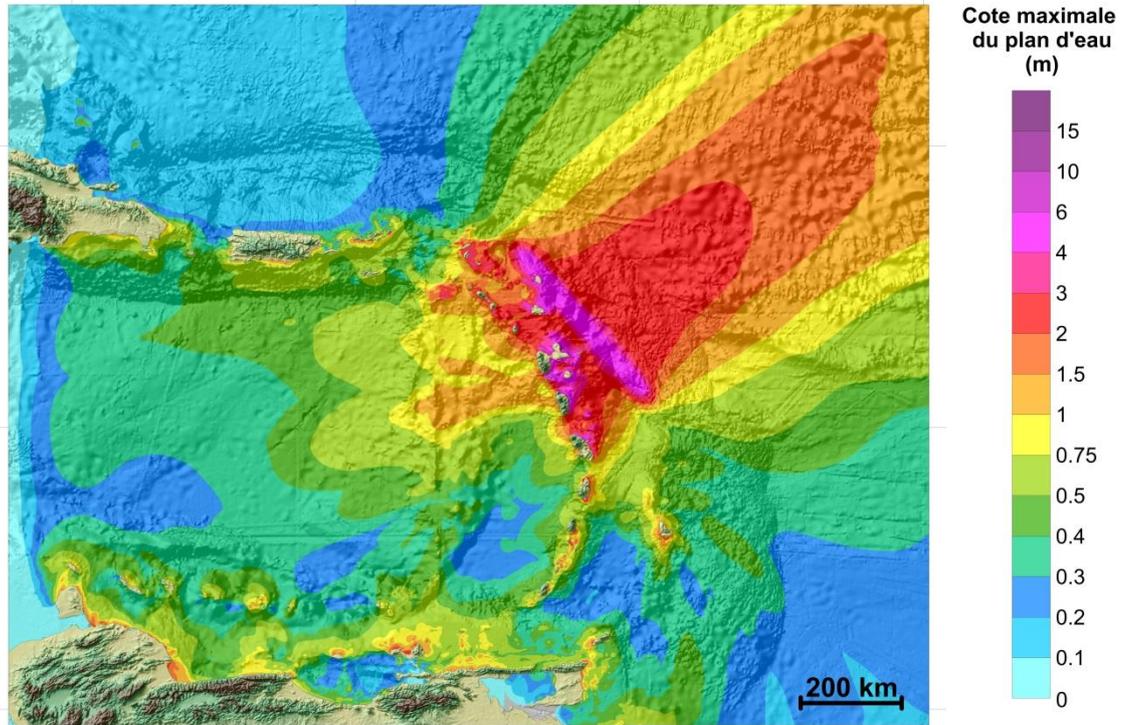


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

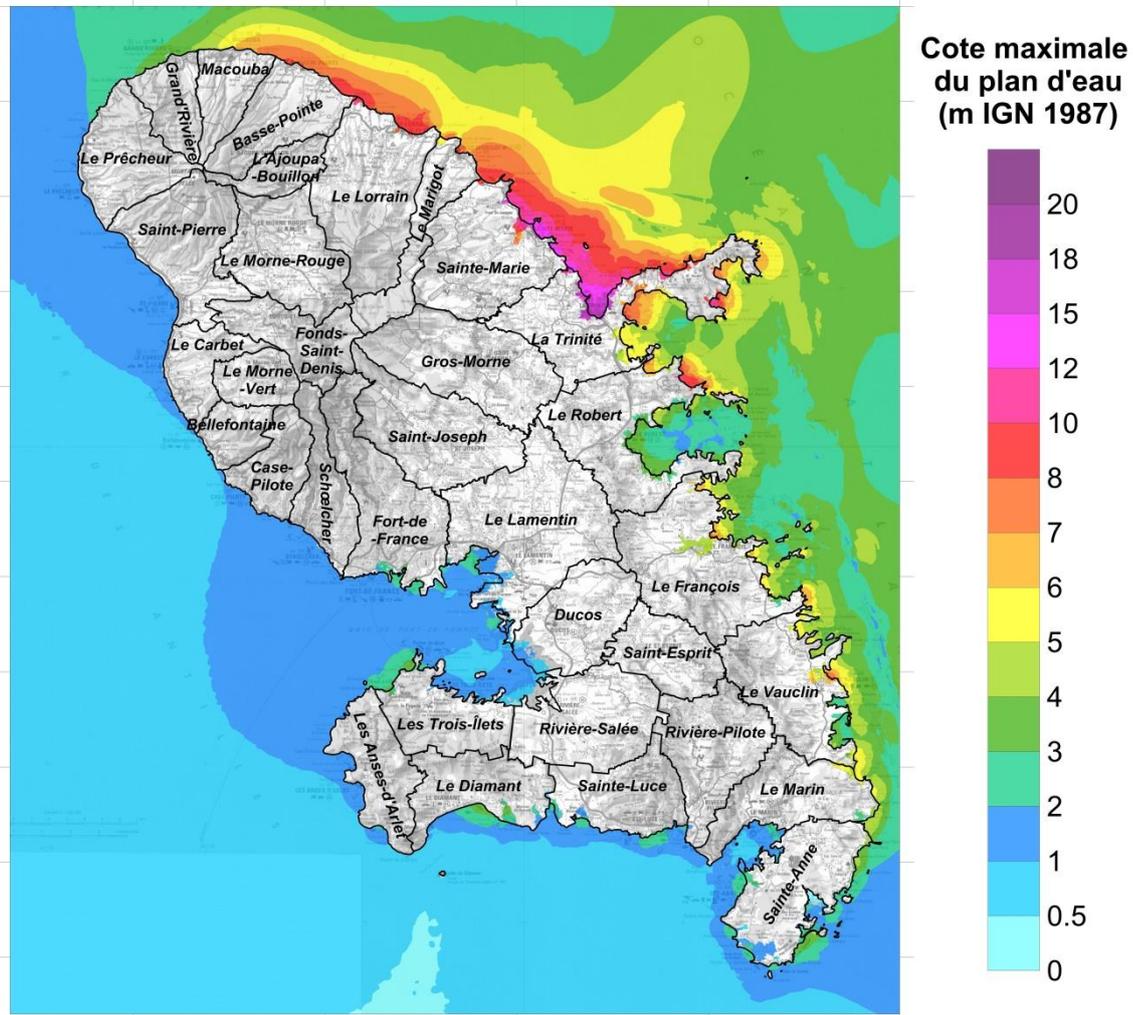


## Scénario SUBDUCTION-6

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

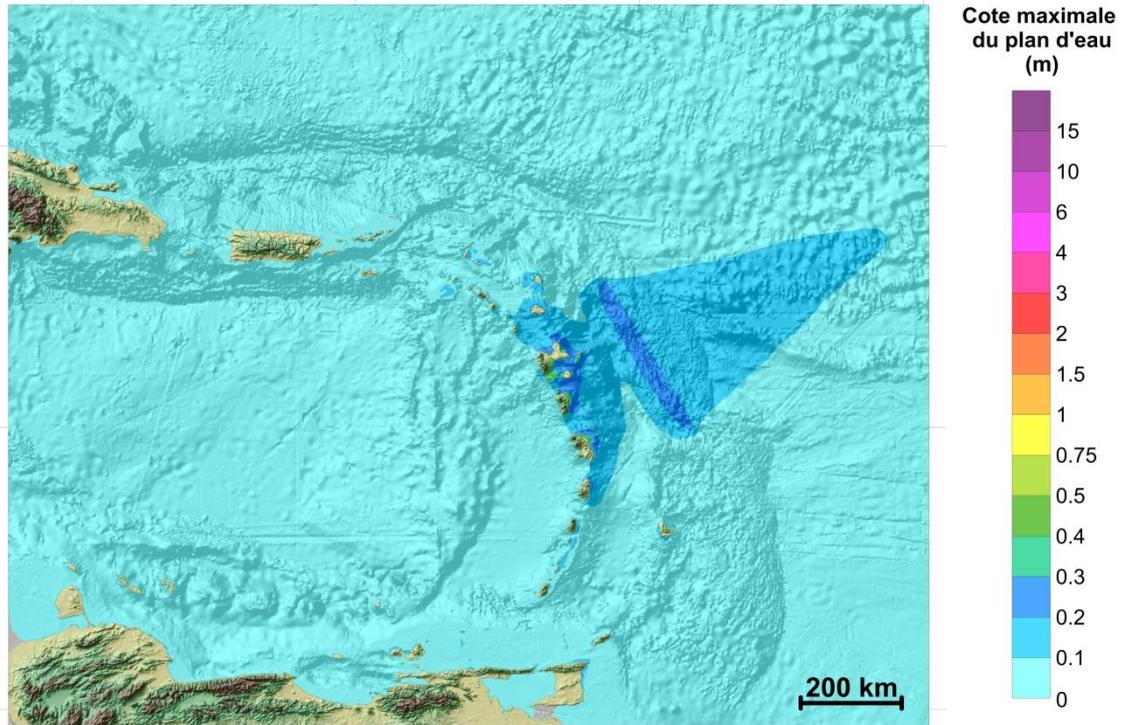


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Scénario SUBDUCTION-7

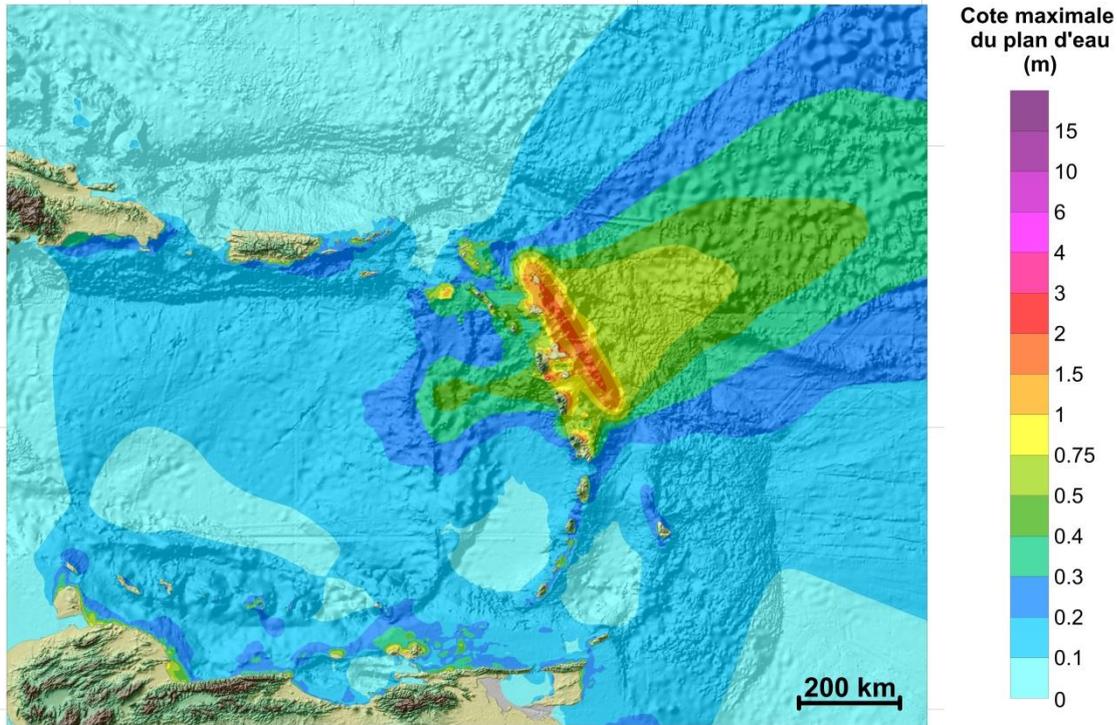
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario SUBDUCTION-8

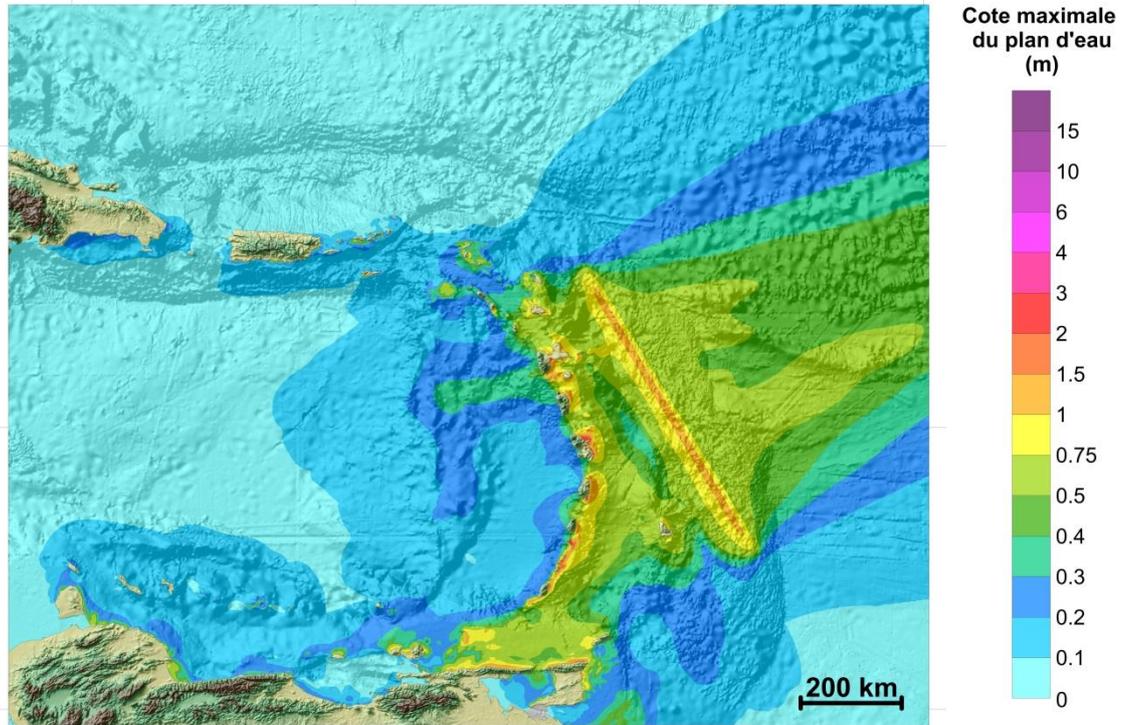
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



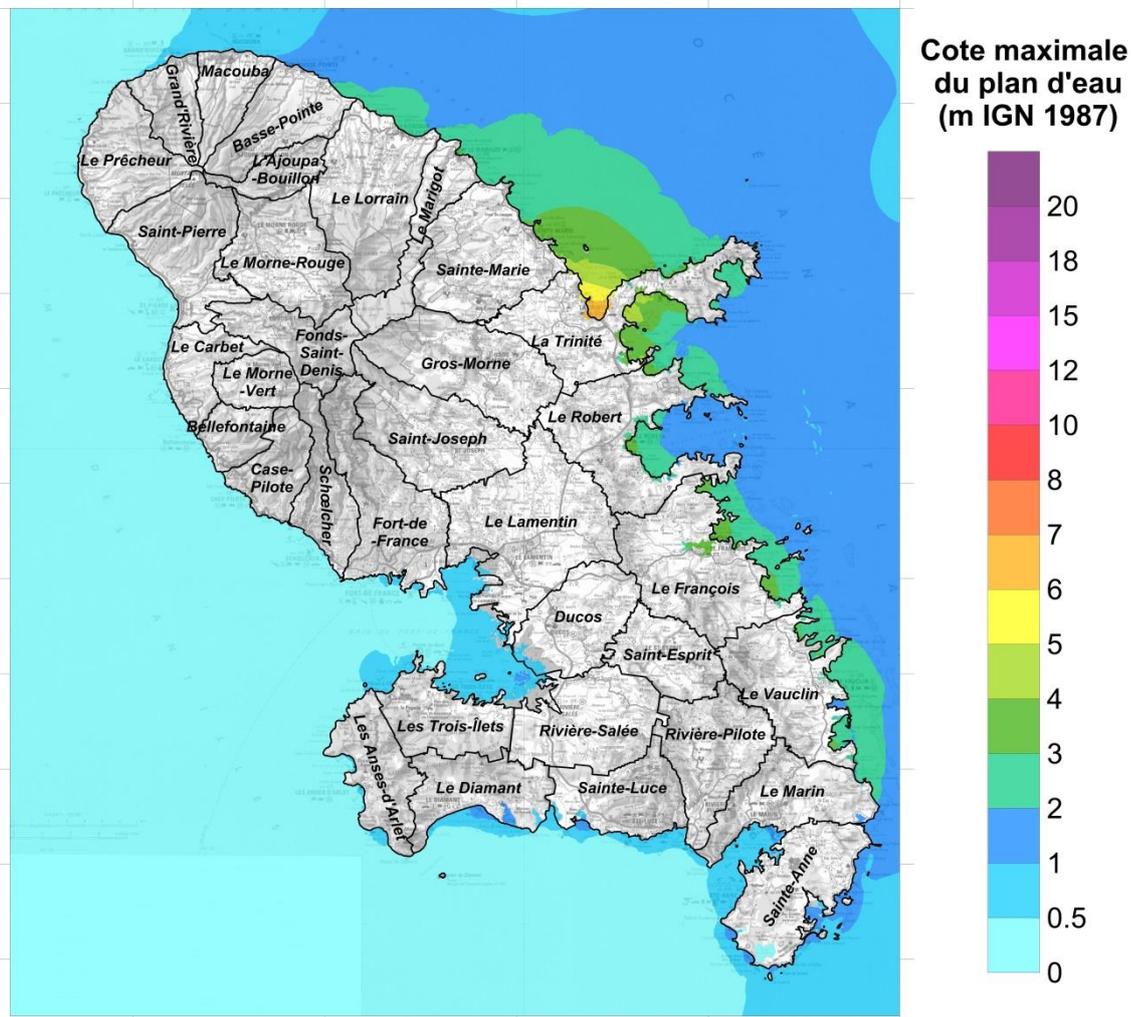
Pas de simulation au Rang 4.

## Scénario SUBDUCTION-9

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

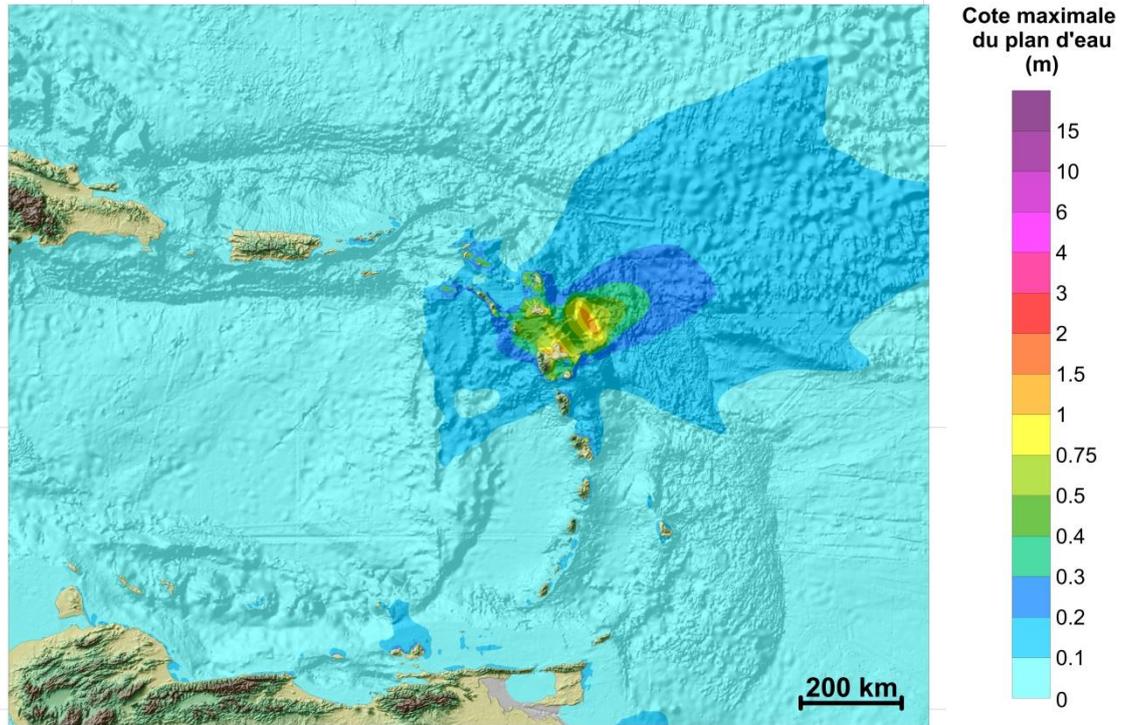


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Scénario SUBDUCTION-10

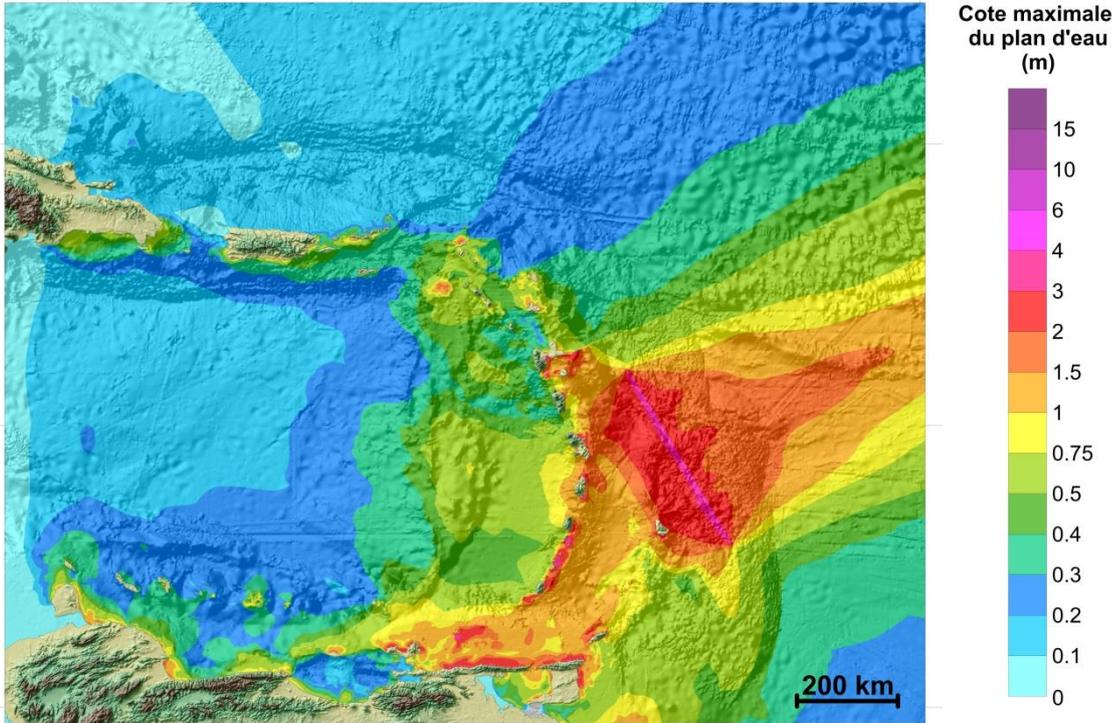
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



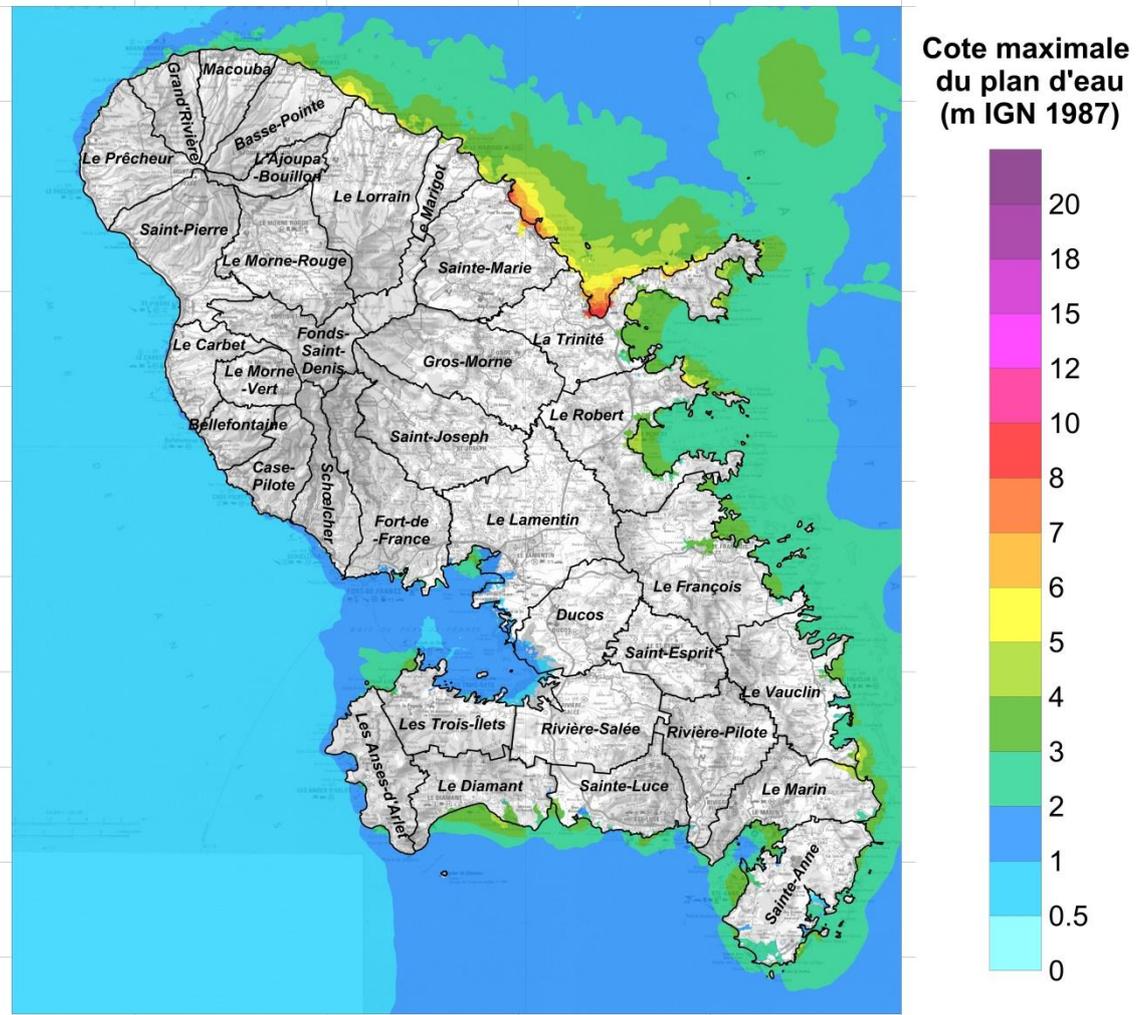
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario SUBDUCTION-11

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :





## **Annexe 6**

### **Source Sismique « Passage d’Anegada »**

#### **Elévation du plan d’eau**

Scénario ANEGADA-1

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario ANEGADA-2

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario ANEGADA-3

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario ANEGADA-4

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario ANEGADA-5

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

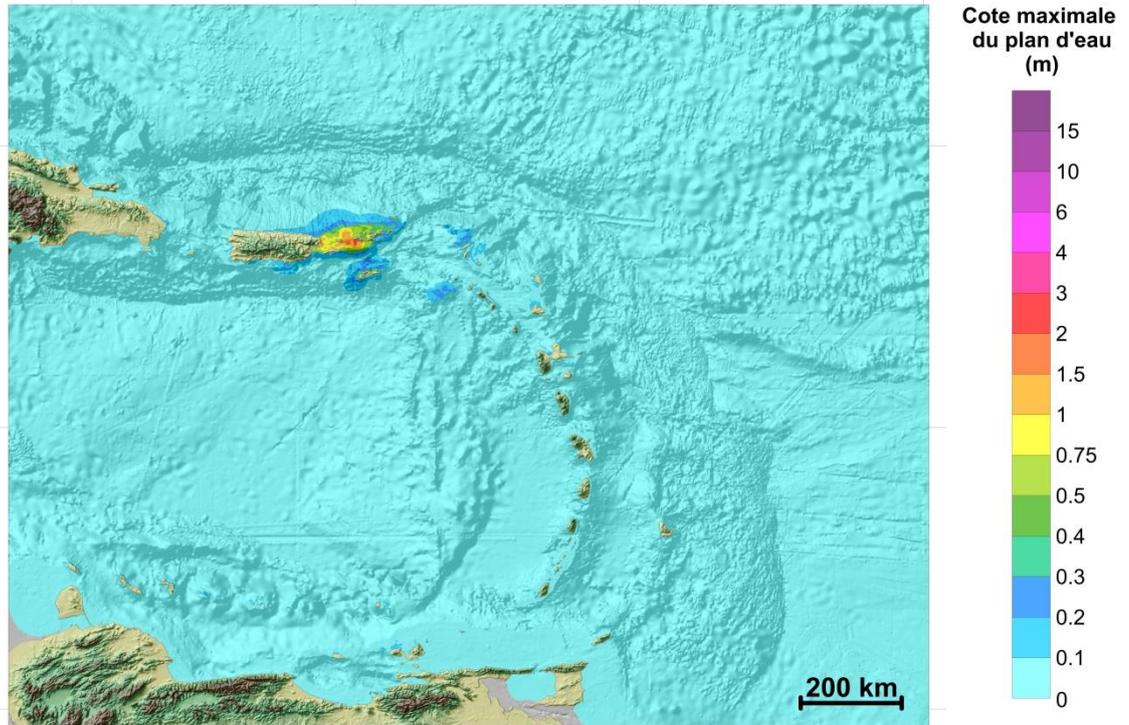
Scénario ANEGADA-6

- Rang 1 (Petites Antilles)



## Scénario ANEGADA-1

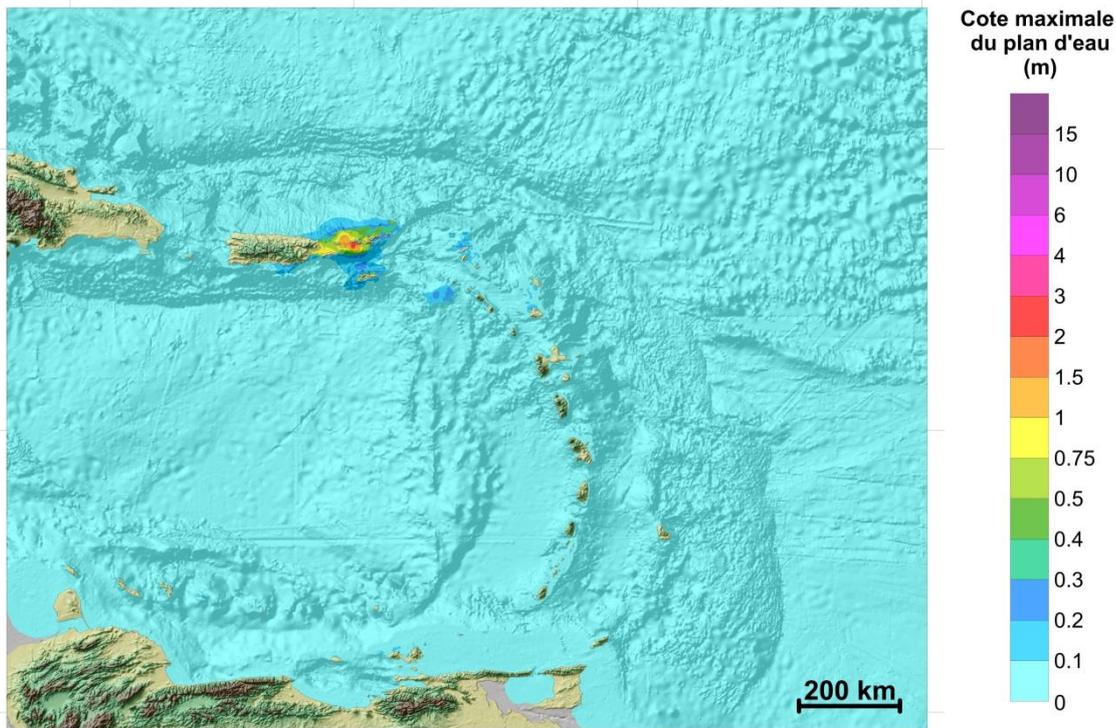
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario ANEGADA-2

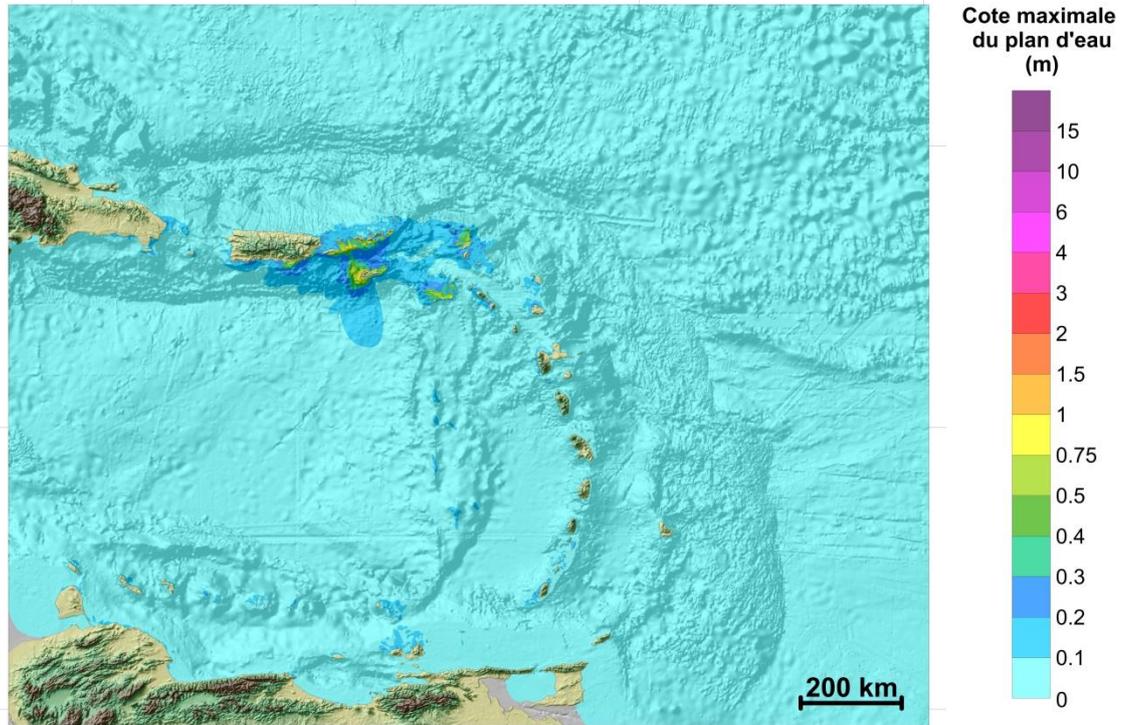
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario ANEGADA-3

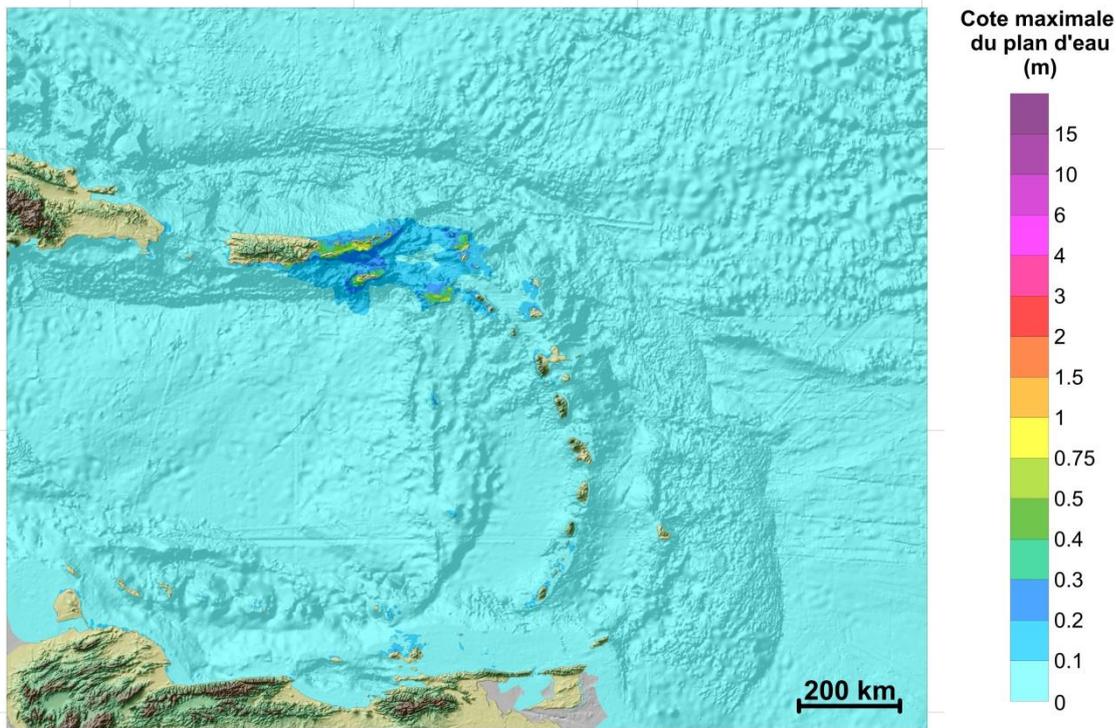
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario ANEGADA-4

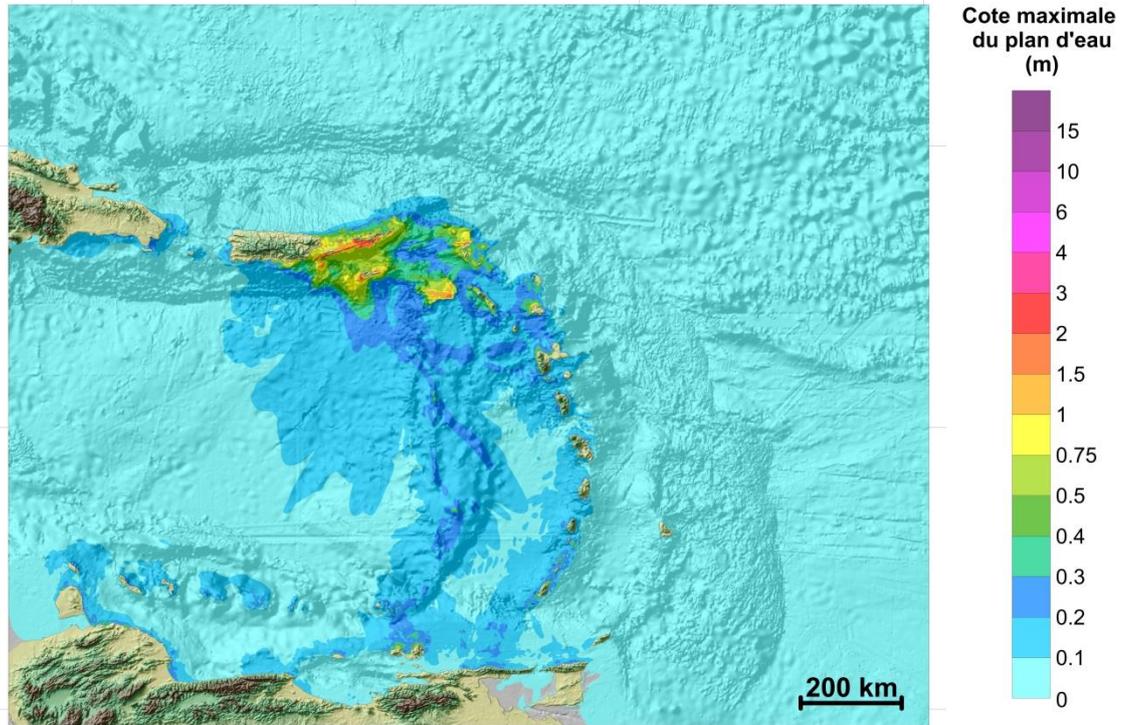
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



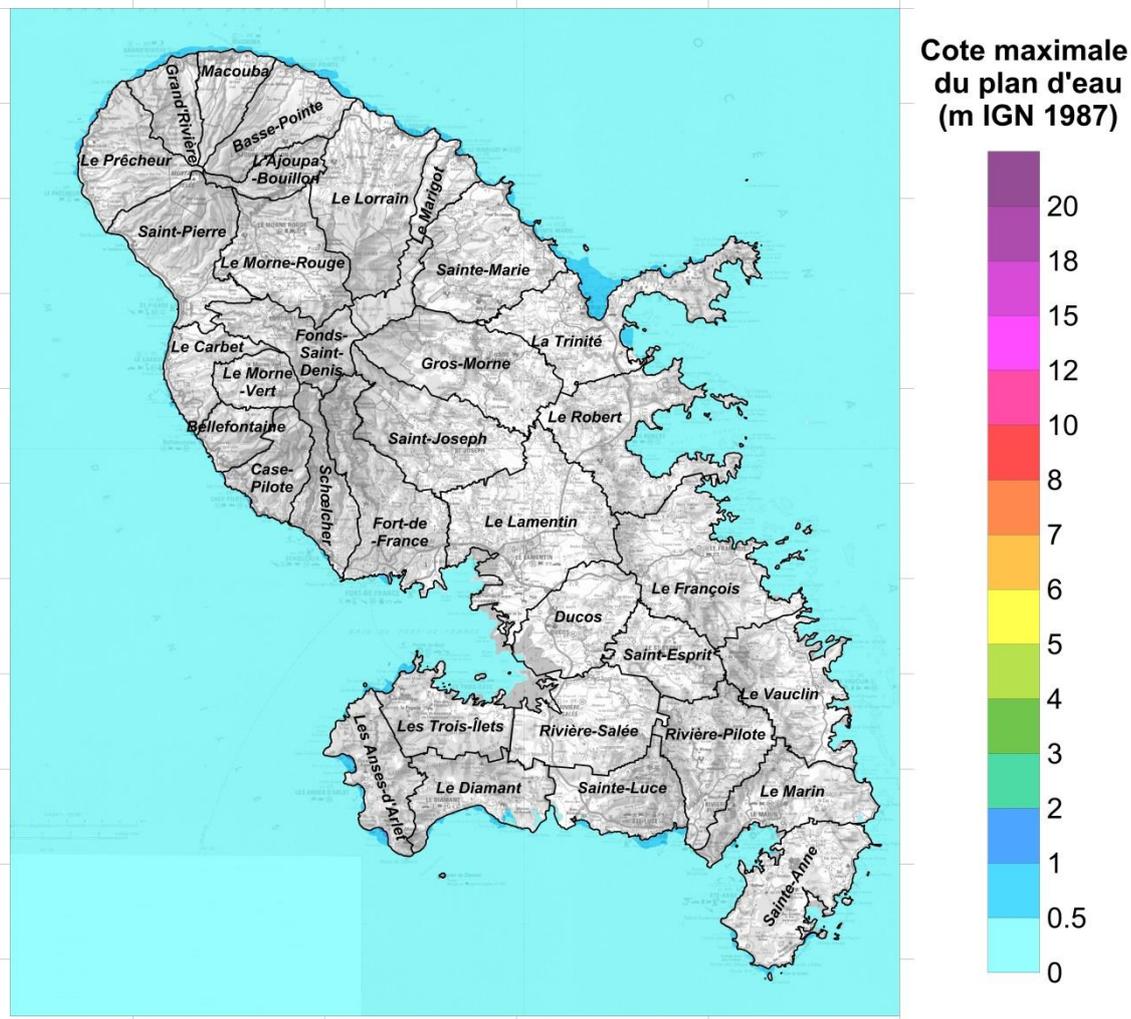
Pas de simulation au Rang 4.

## Scénario ANEGADA-5

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

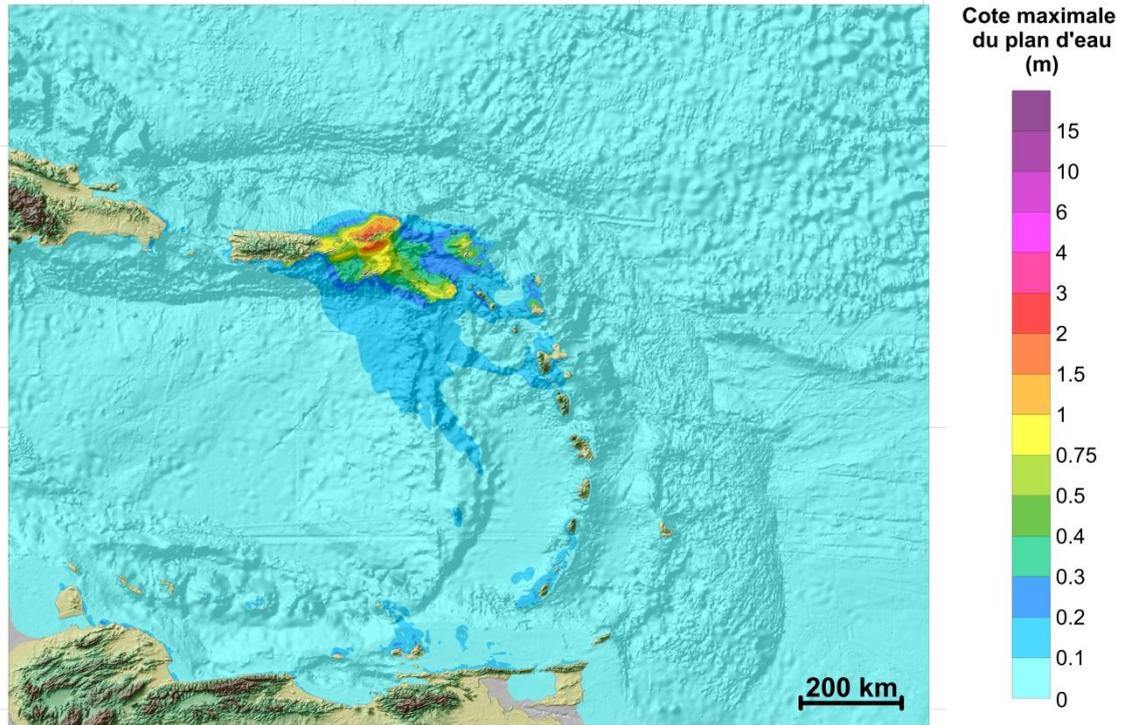


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Scénario ANEGADA-6

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.



## **Annexe 7**

### **Source Sismique « Nord Vénézuéla »**

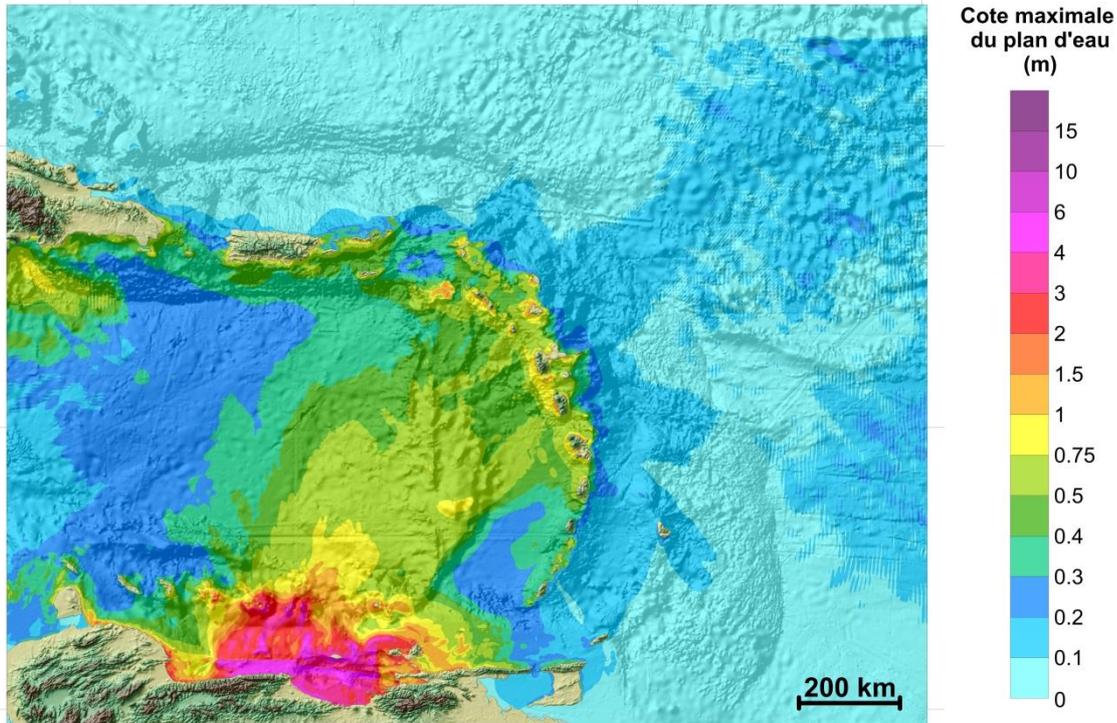
#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario VENEZUELA-1

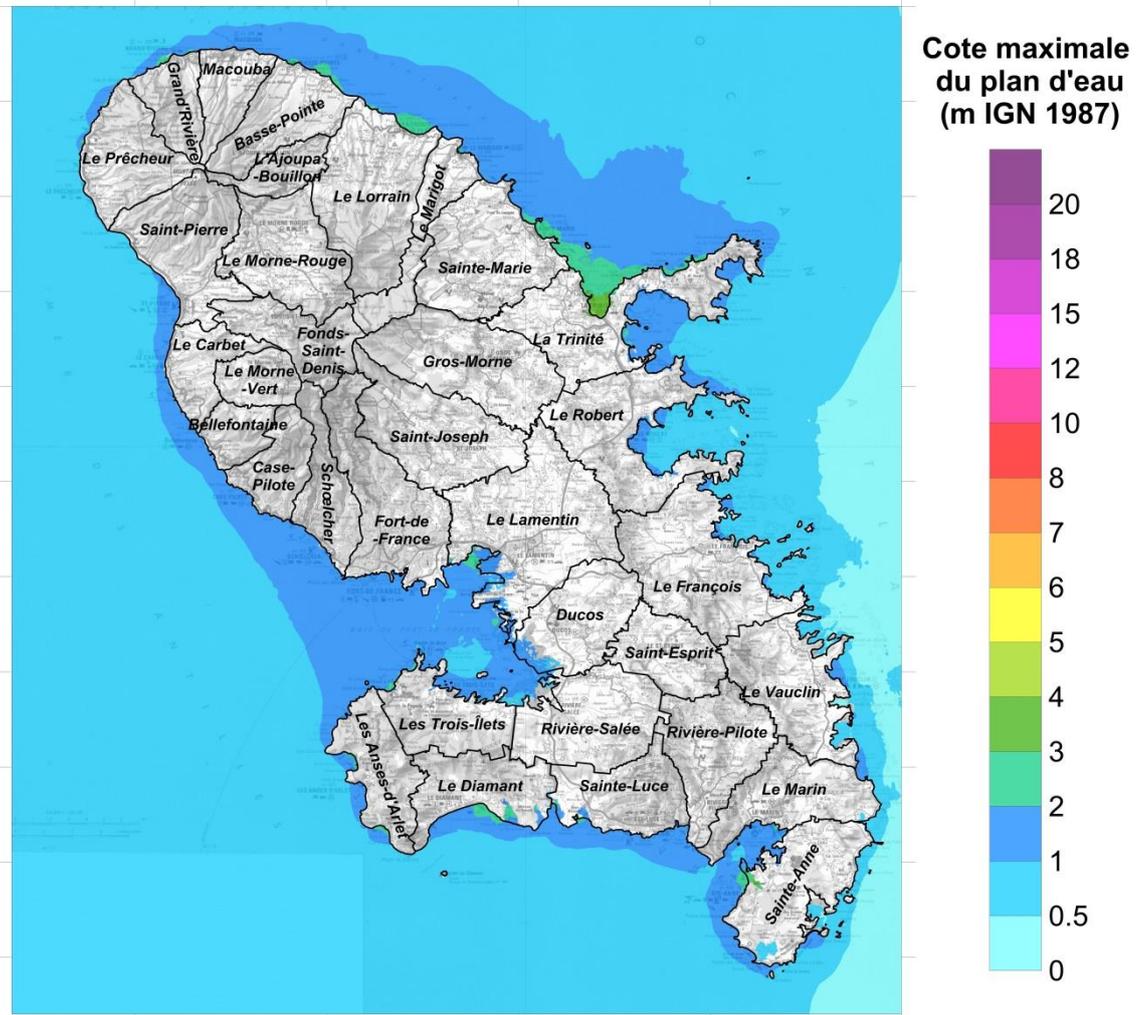
- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

## Scénario VENEZUELA-1

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :





## **Annexe 8**

### **Source Sismique « Graben de Marie-Galante »**

#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario MARIEGALANTE-1

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario MARIEGALANTE-2

- Rang 1 (Petites Antilles)

Scénario MARIEGALANTE-3

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

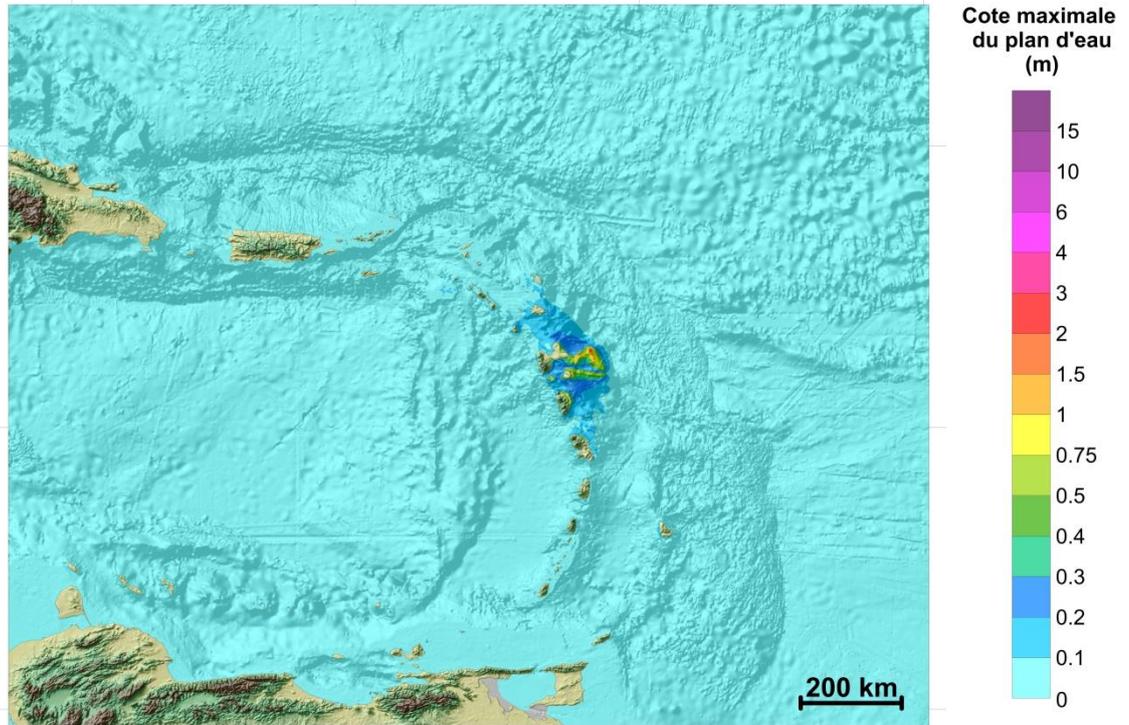
Scénario MARIEGALANTE-4

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)



## Scénario MARIEGALANTE-1

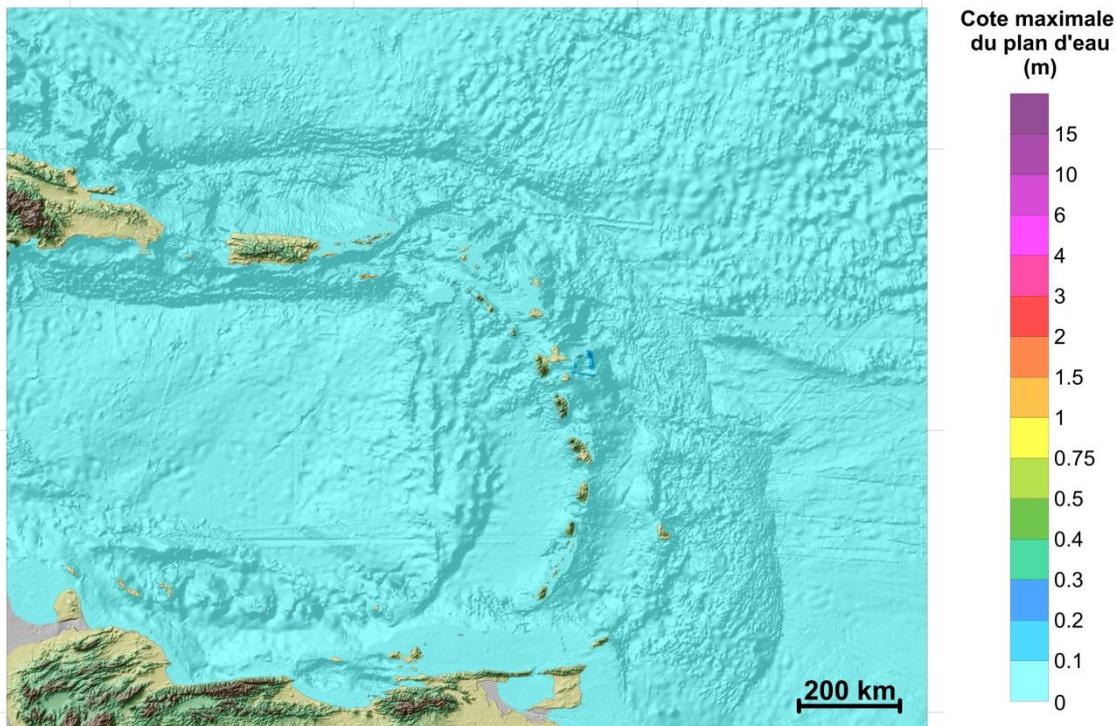
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario MARIEGALANTE-2

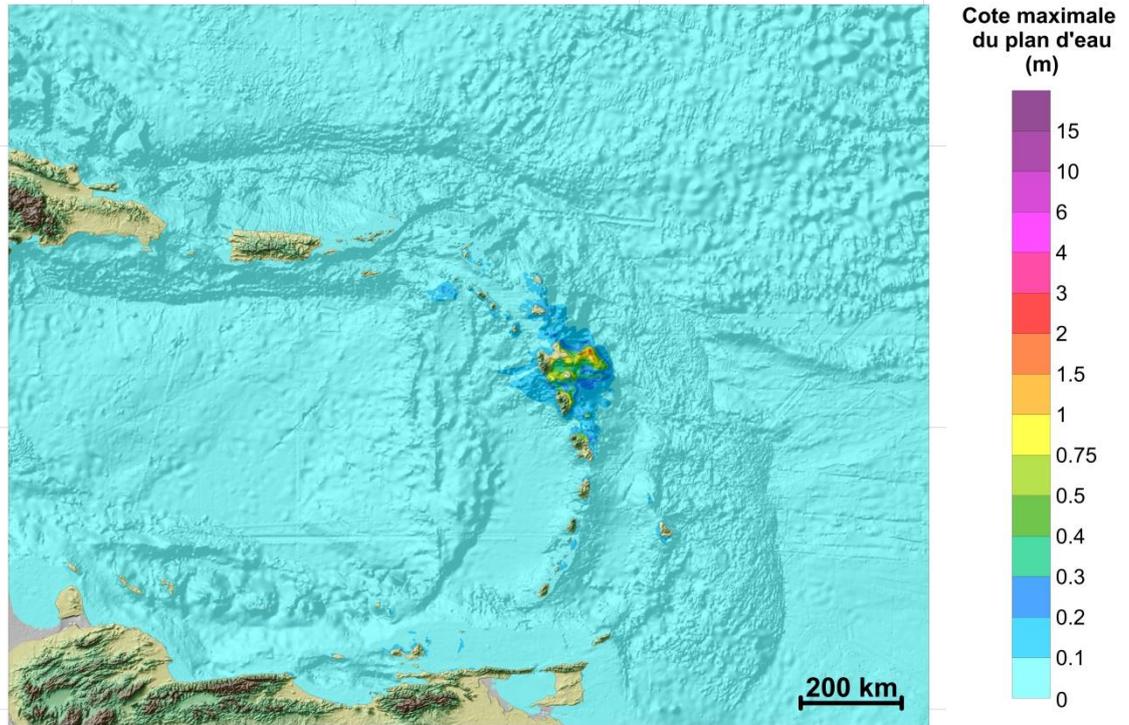
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



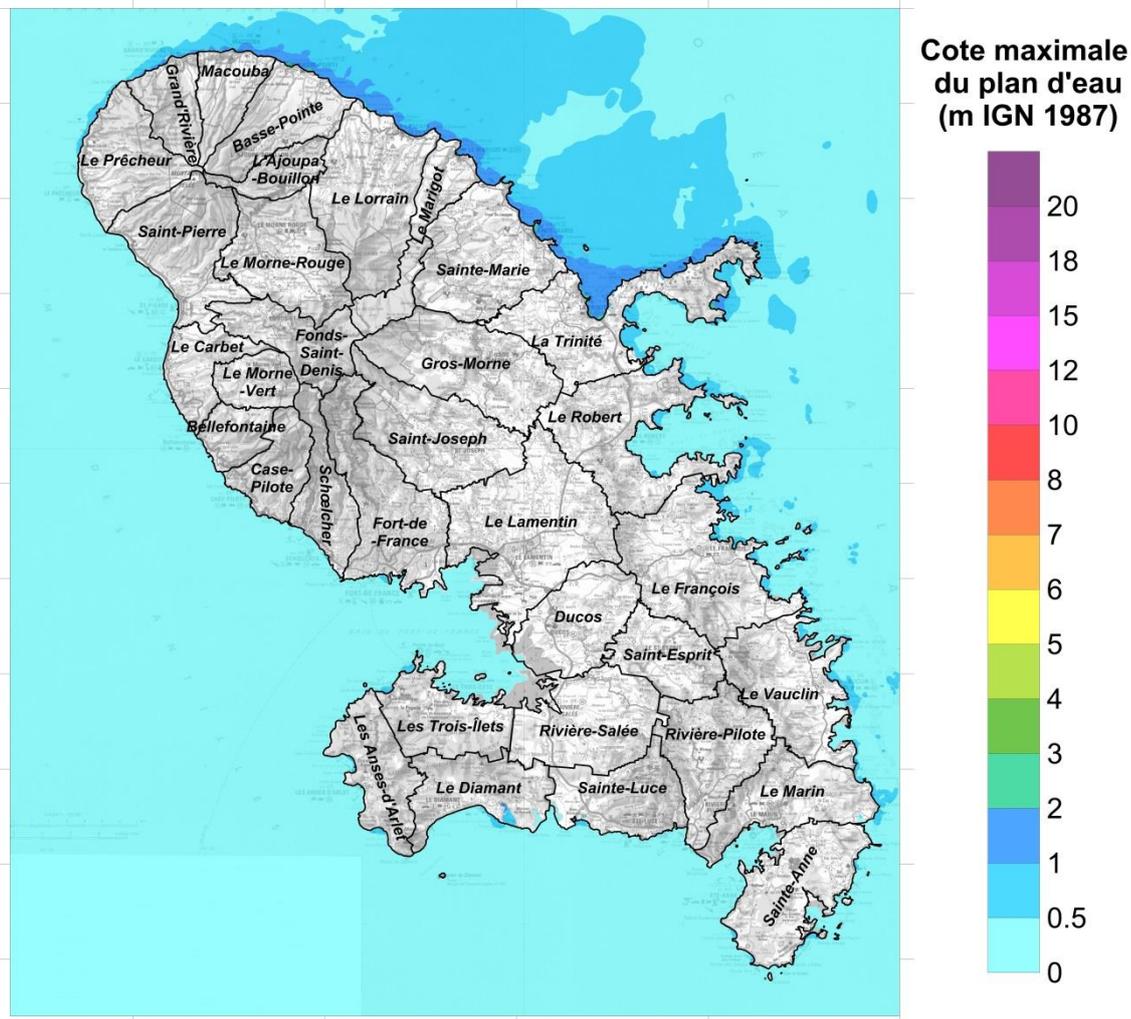
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario MARIEGALANTE-3

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

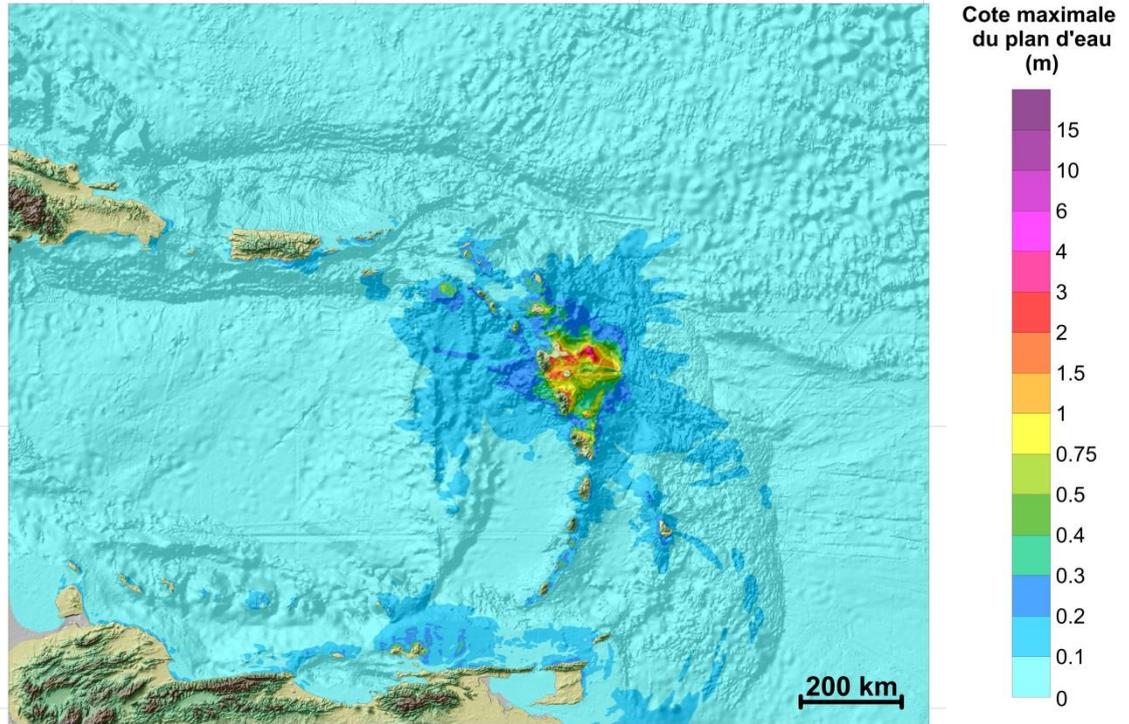


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

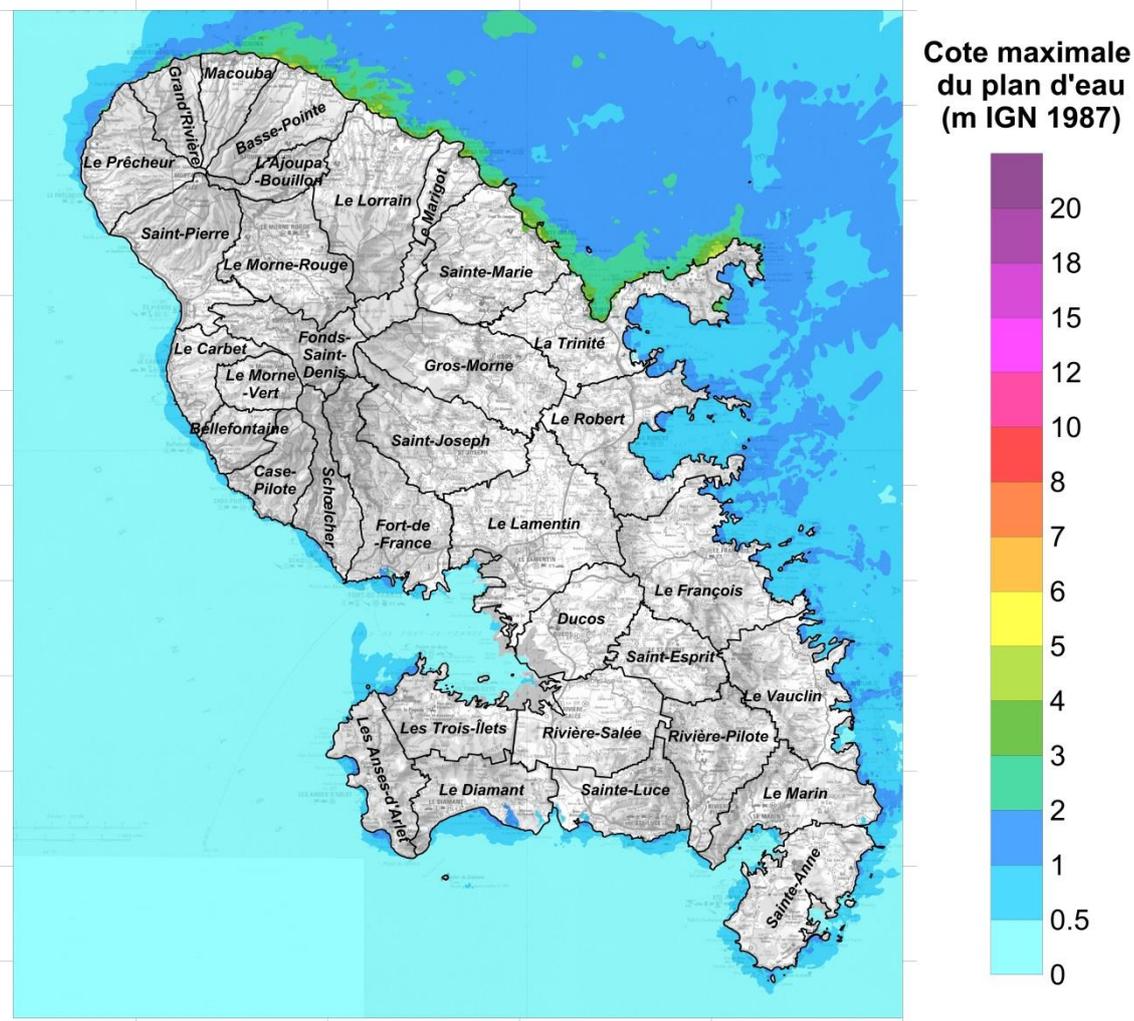


### Scénario MARIEGALANTE-4

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## **Annexe 9**

### **Source Sismique « Ride de Sainte Lucie »**

#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario RIDESTELUCIE-1

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

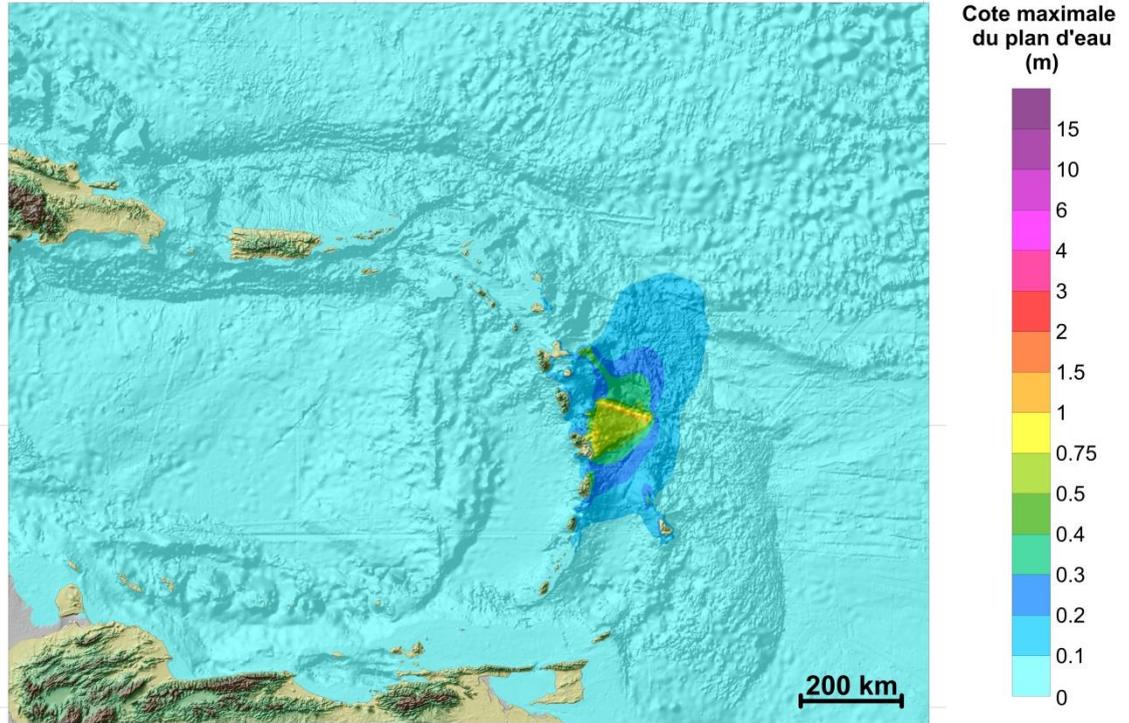
Scénario RIDESTELUCIE-2

- Rang 1 (Petites Antilles)
- Rang 4 (Martinique)

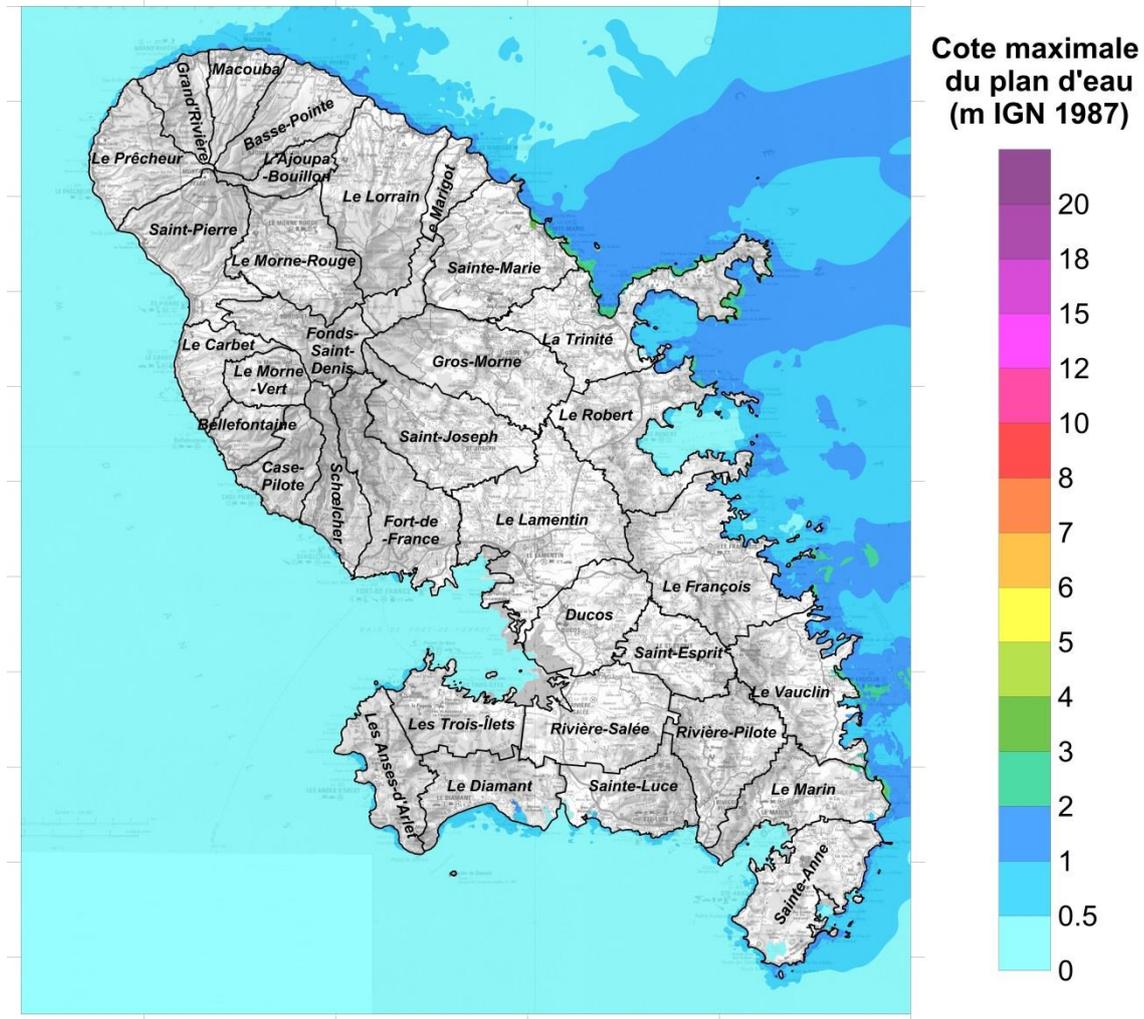


### Scénario RIDESTELUCIE-1

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

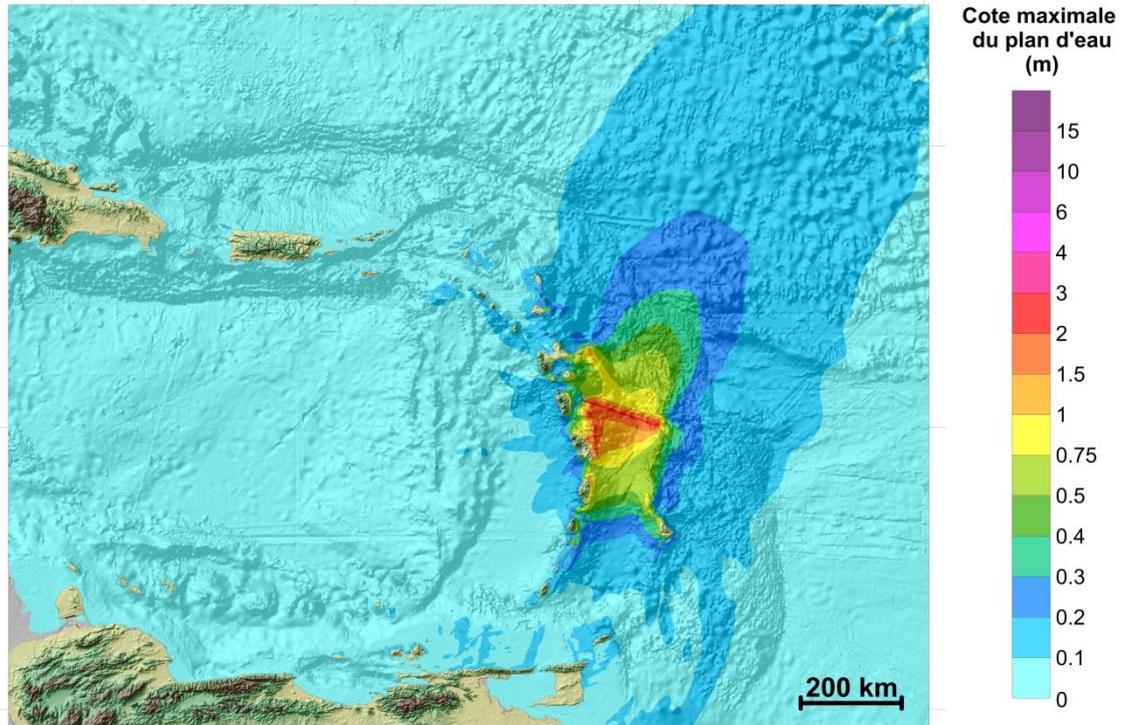


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

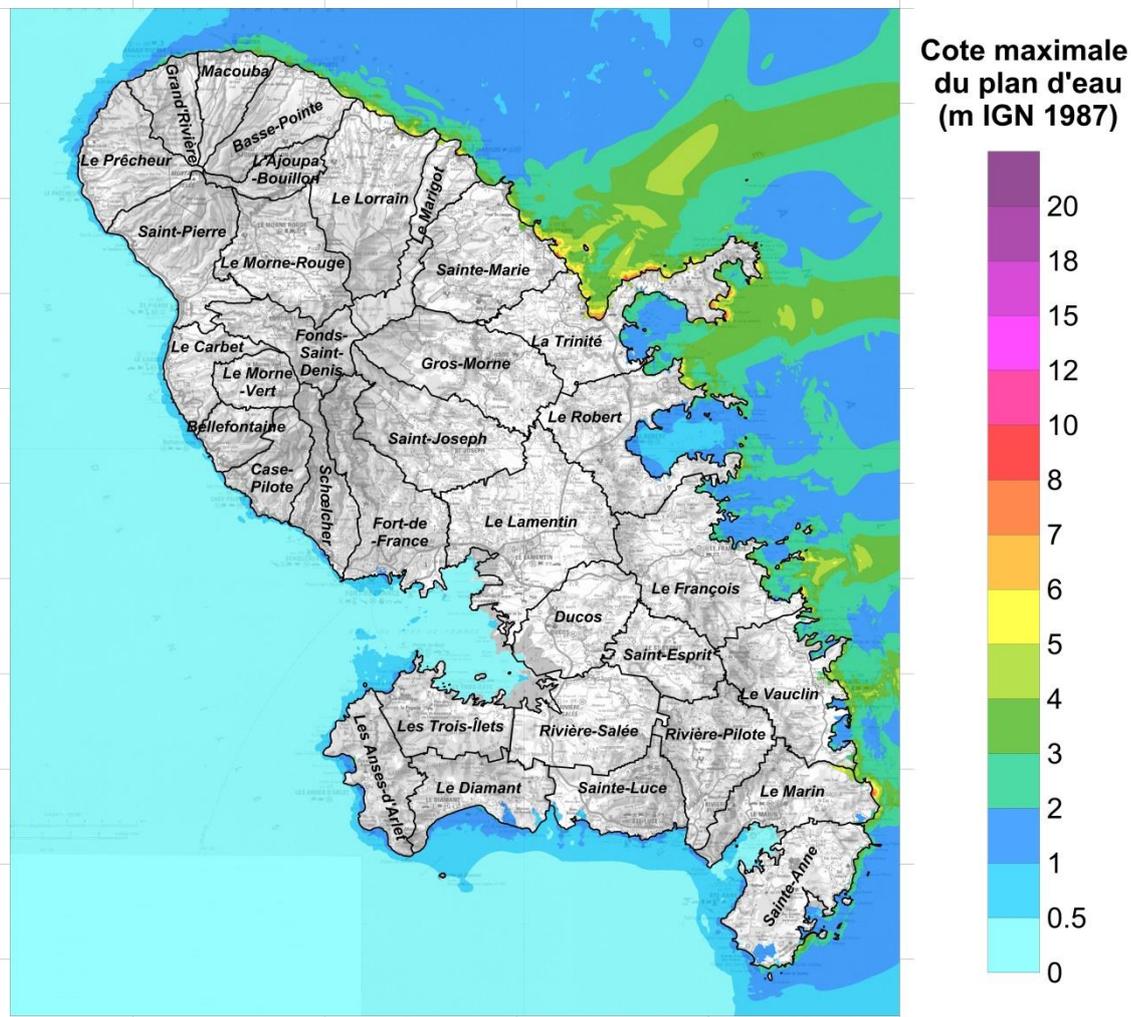


## Scénario RIDESTELUCIE-2

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## **Annexe 10**

### **Source Sismique « Prisme de la Barbade »**

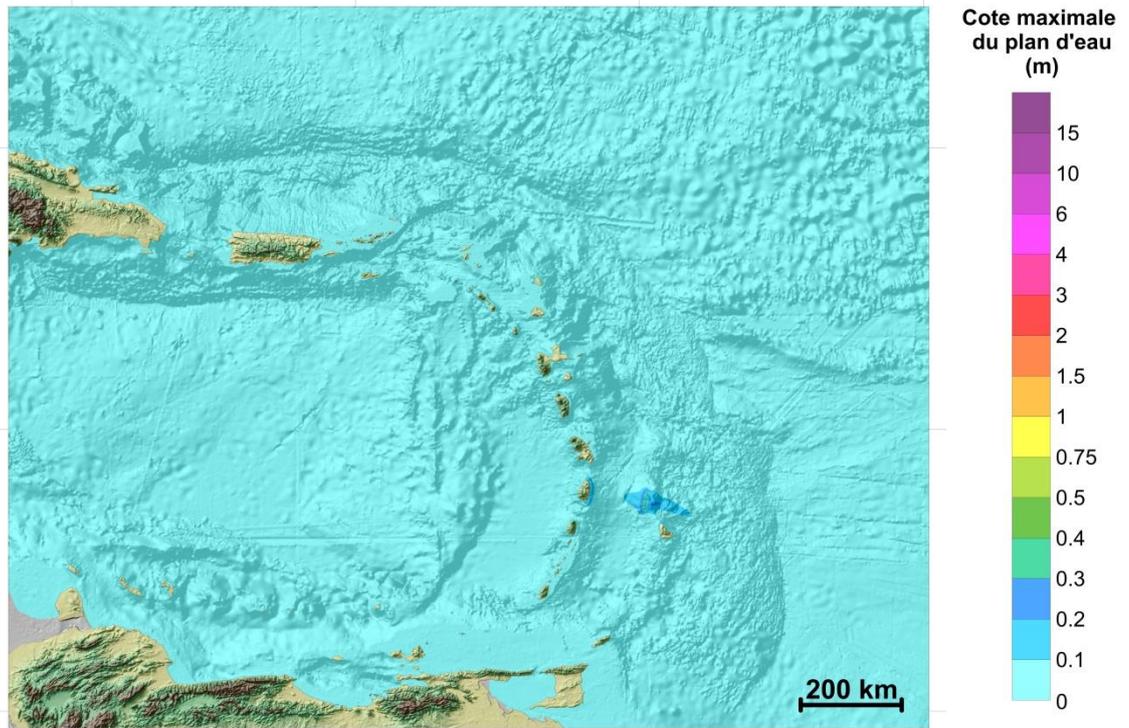
#### **Élévation du plan d'eau**

- Scénario PRISMEBARBADE-1
  - Rang 1 (Petites Antilles)
- Scénario PRISMEBARBADE-2
  - Rang 1 (Petites Antilles)
  - Rang 4 (Martinique)
- Scénario PRISMEBARBADE-3
  - Rang 1 (Petites Antilles)



## Scénario PRISMEBARBADE-1

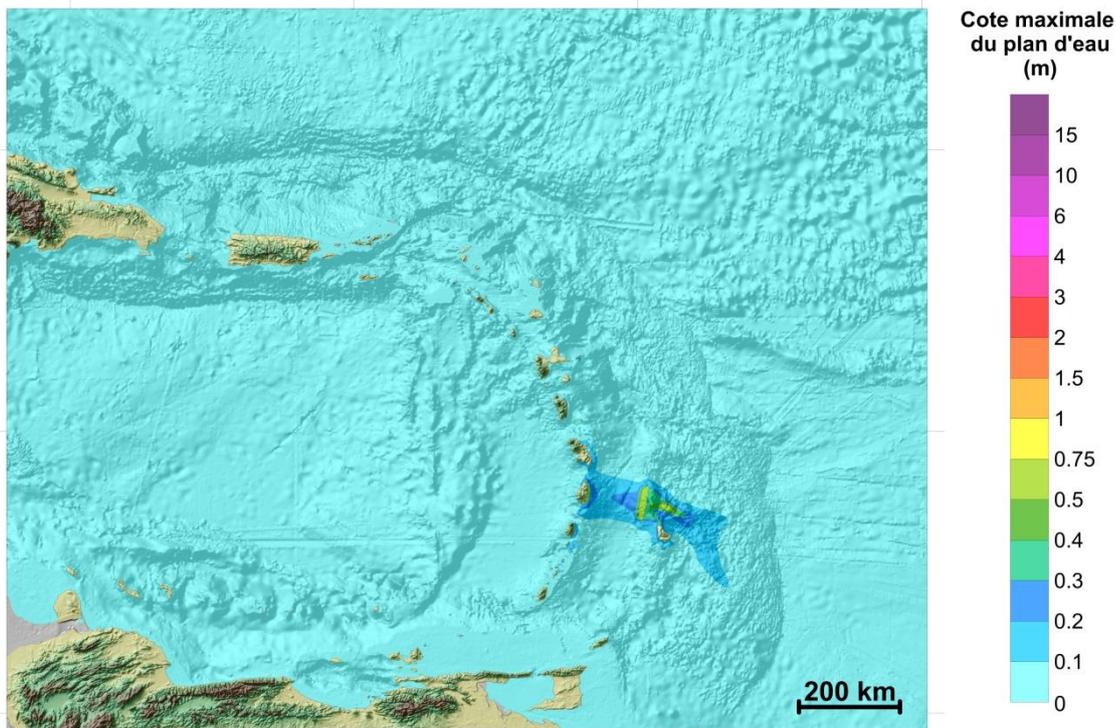
Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



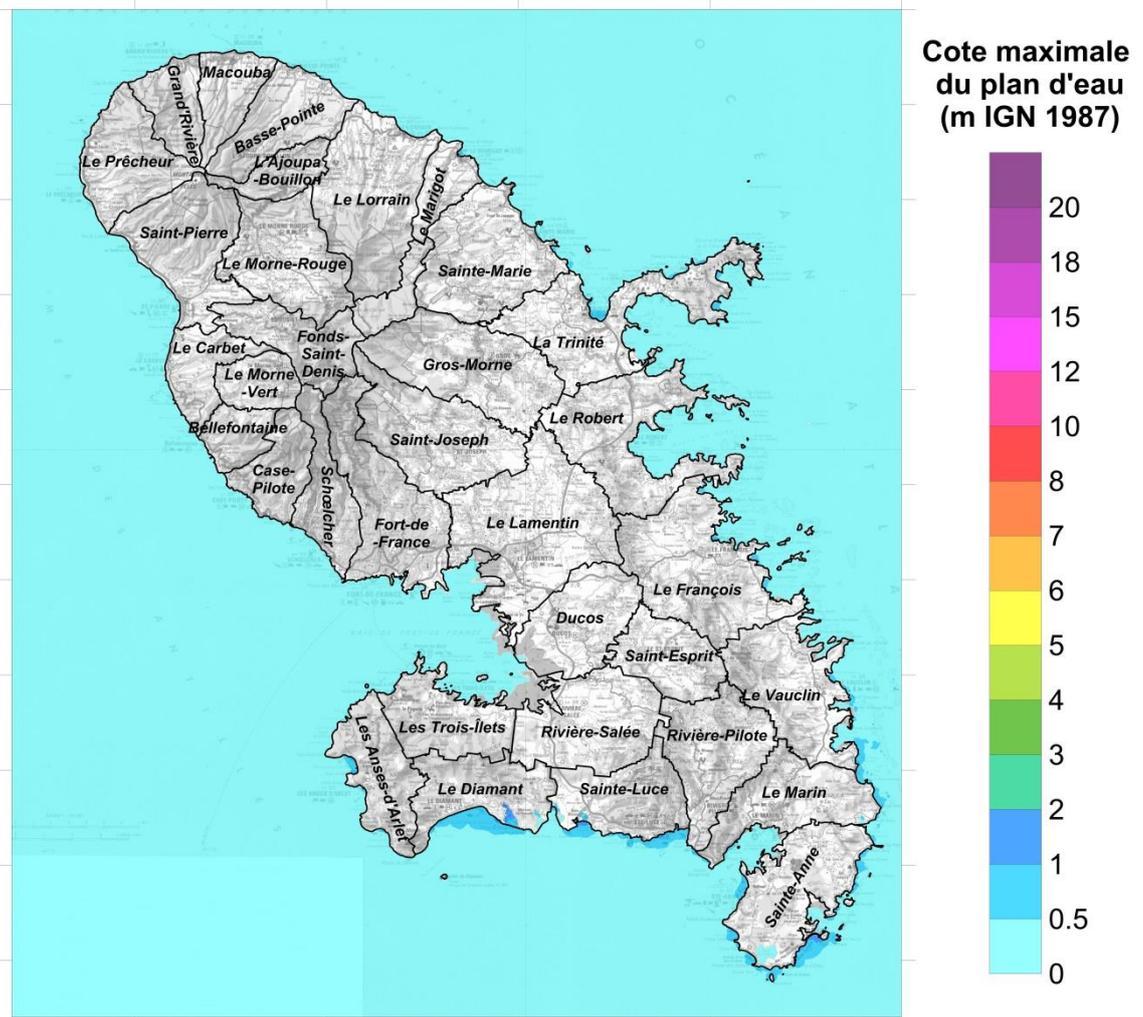
Pas de simulation au Rang 4.

### Scénario PRISMEBARBADE-2

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

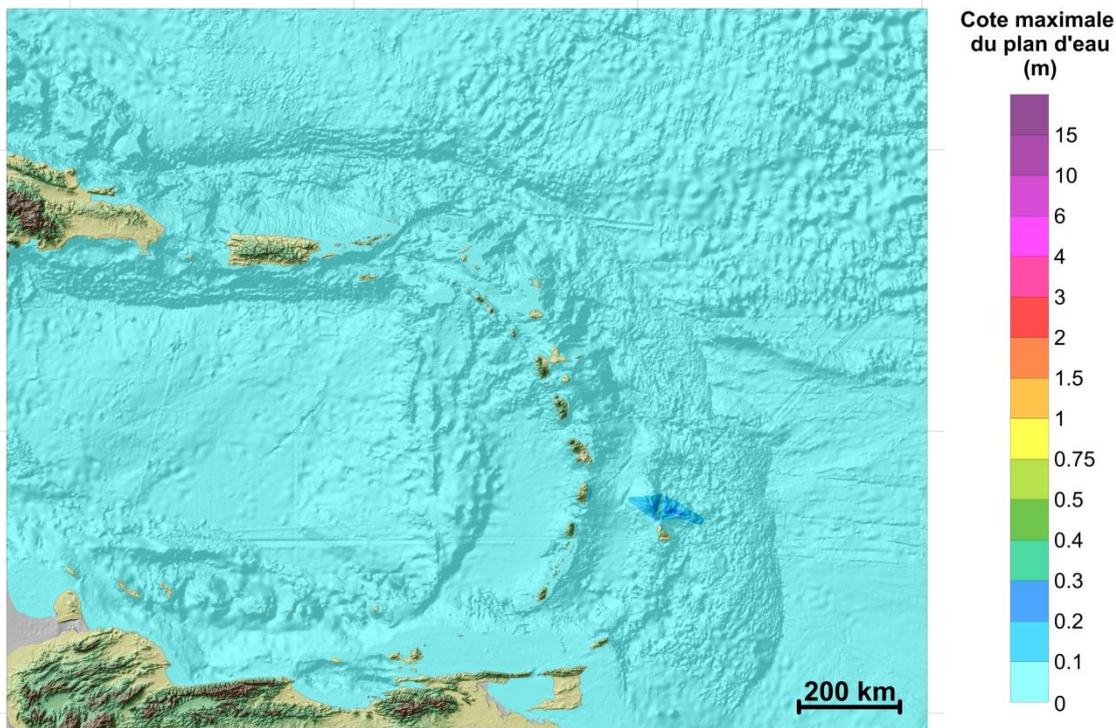


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



### Scénario PRISMEBARBADE-3

Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :



Pas de simulation au Rang 4.

## **Annexe 11**

### **Source Sismique « Structures crustales locales : faille de Sainte-Luce »**

### **Élévation du plan d'eau**

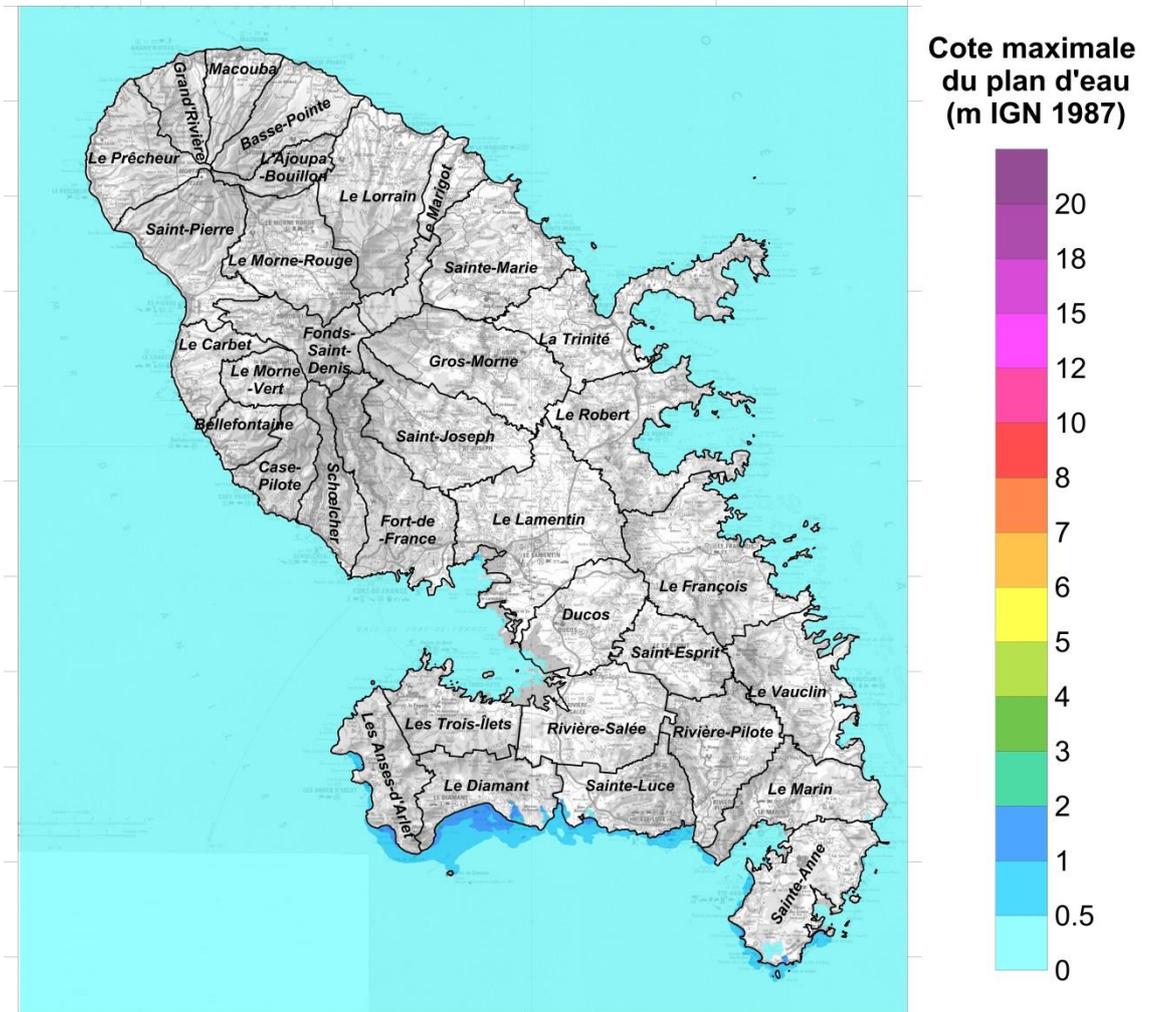
Scénario SAINTELUCE-1

- Rang 4 (Martinique)



## Scénario SAINTELUCE-1

Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :





## Annexe 12

### Source Gravitaire « La Palma »

#### Elévation du plan d'eau

*Scénario PALMA-1 (scénario peu plausible)*

- *Rang 0 (Atlantique Nord)*
- *Rang 1 (Petites Antilles)*
- *Rang 4 (Martinique)*

**Scénario PALMA-2**

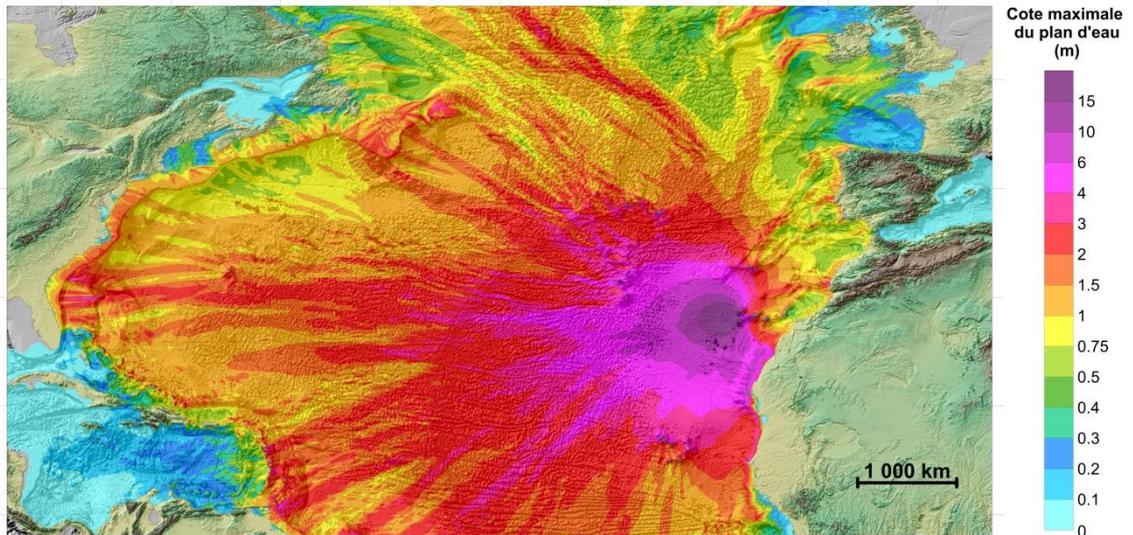
- **Rang 0 (Atlantique Nord)**
- **Rang 1 (Petites Antilles)**
- **Rang 4 (Martinique)**



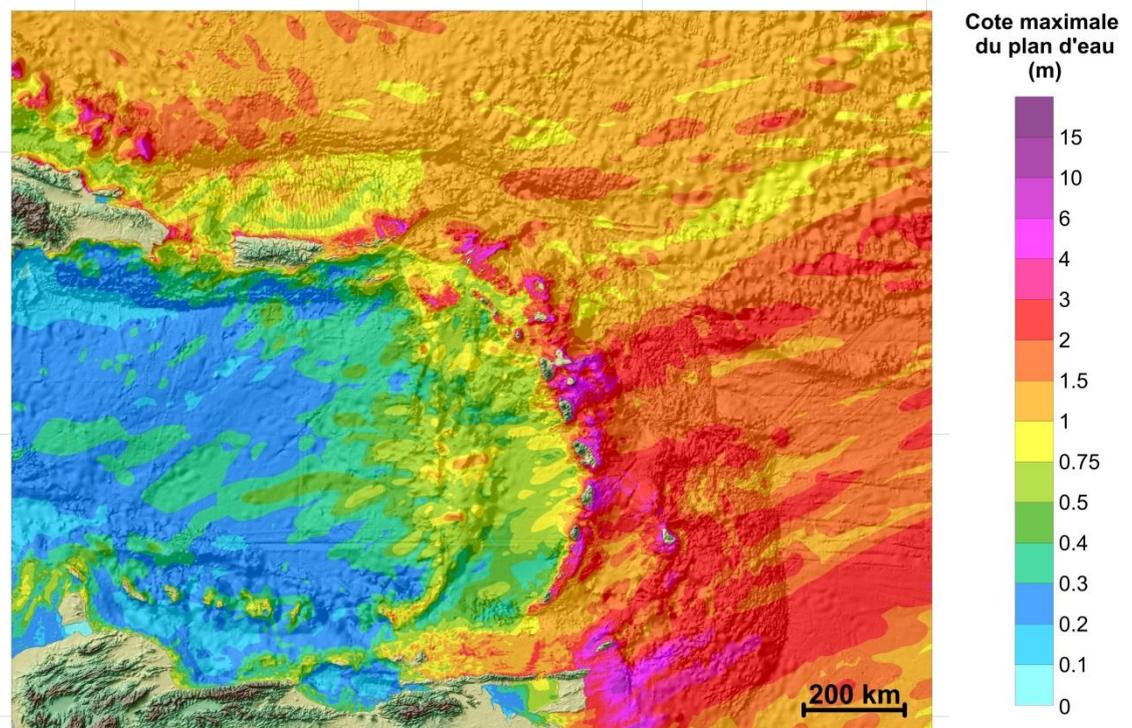
## Scénario PALMA-1

- *Scénario peu plausible* -

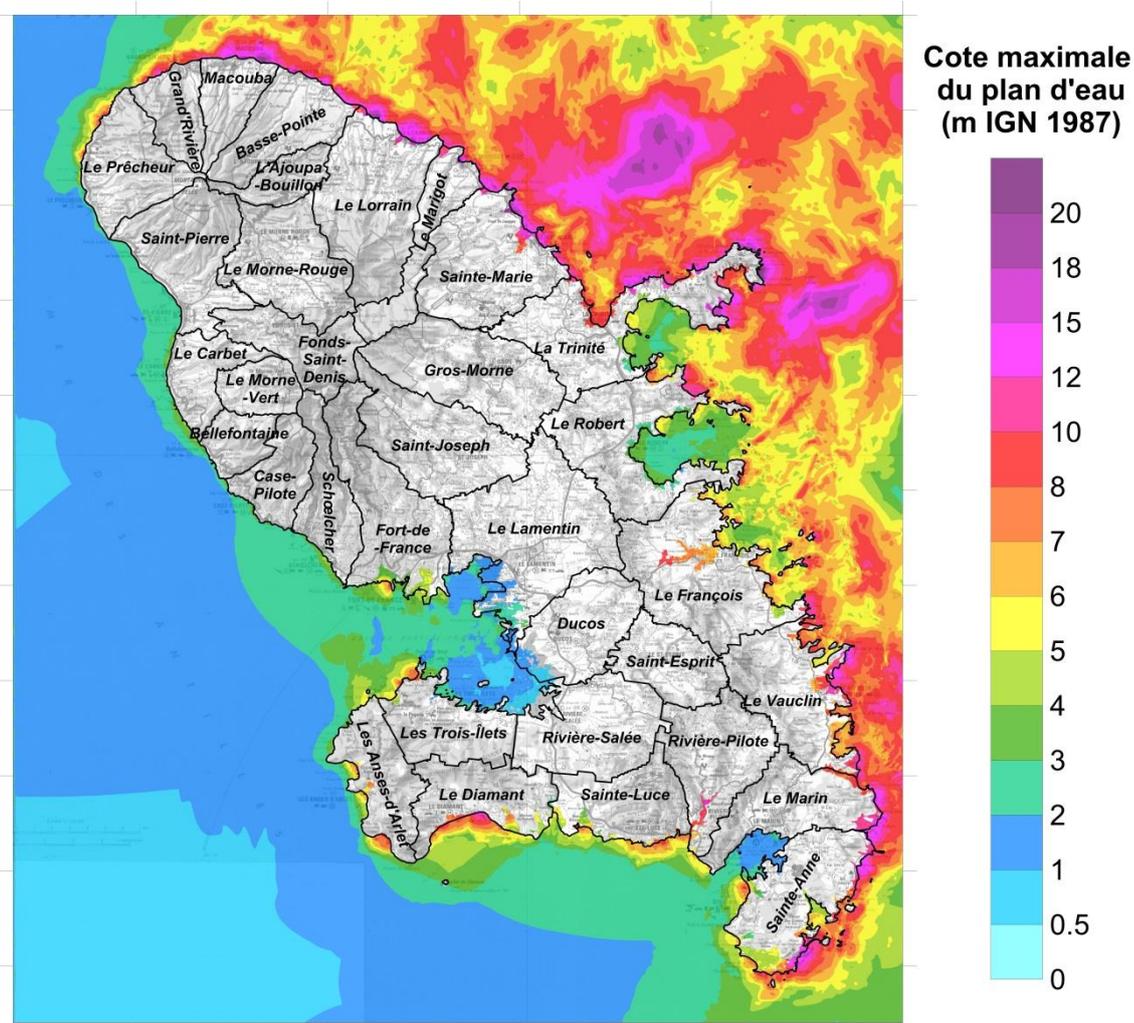
Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30'') :



Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30'') :

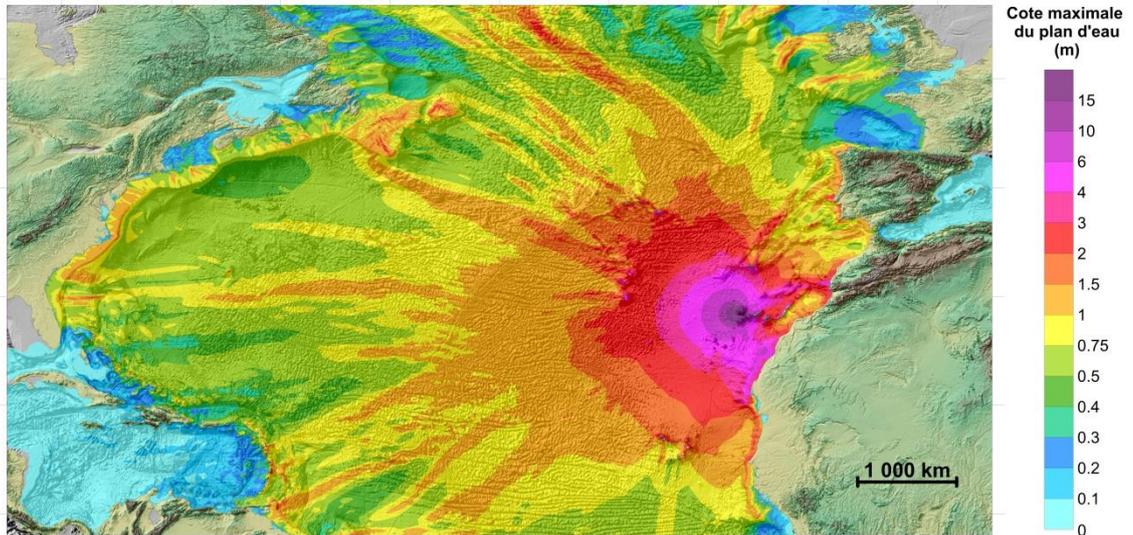


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

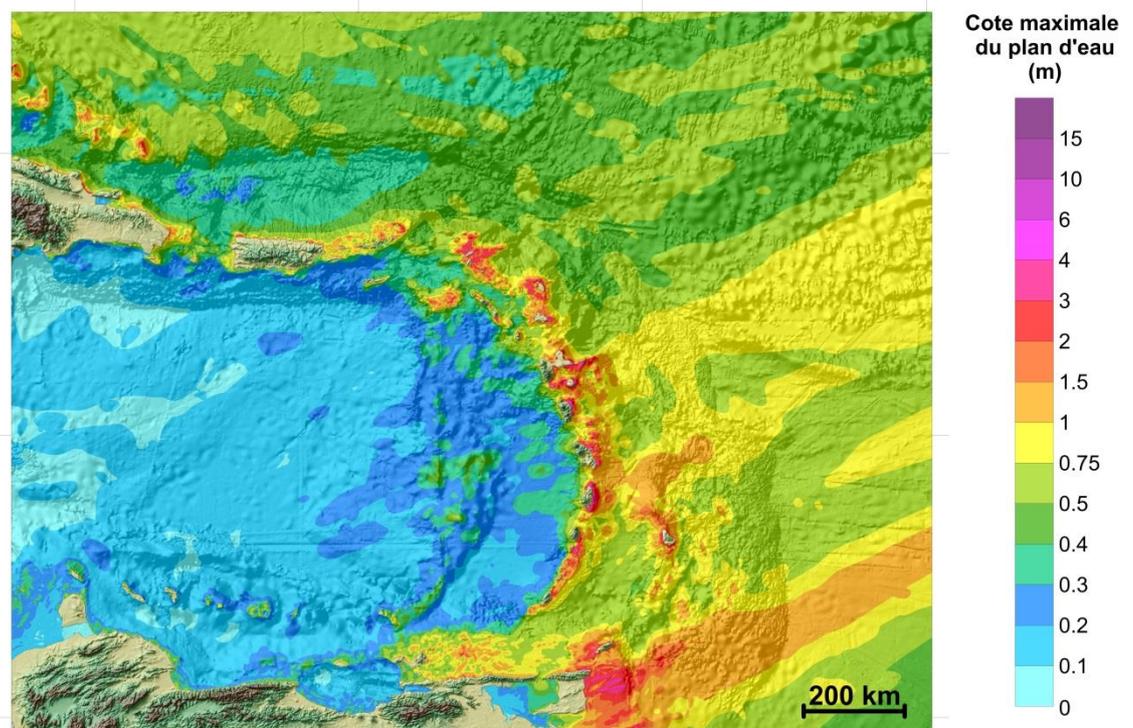


## Scénario PALMA-2

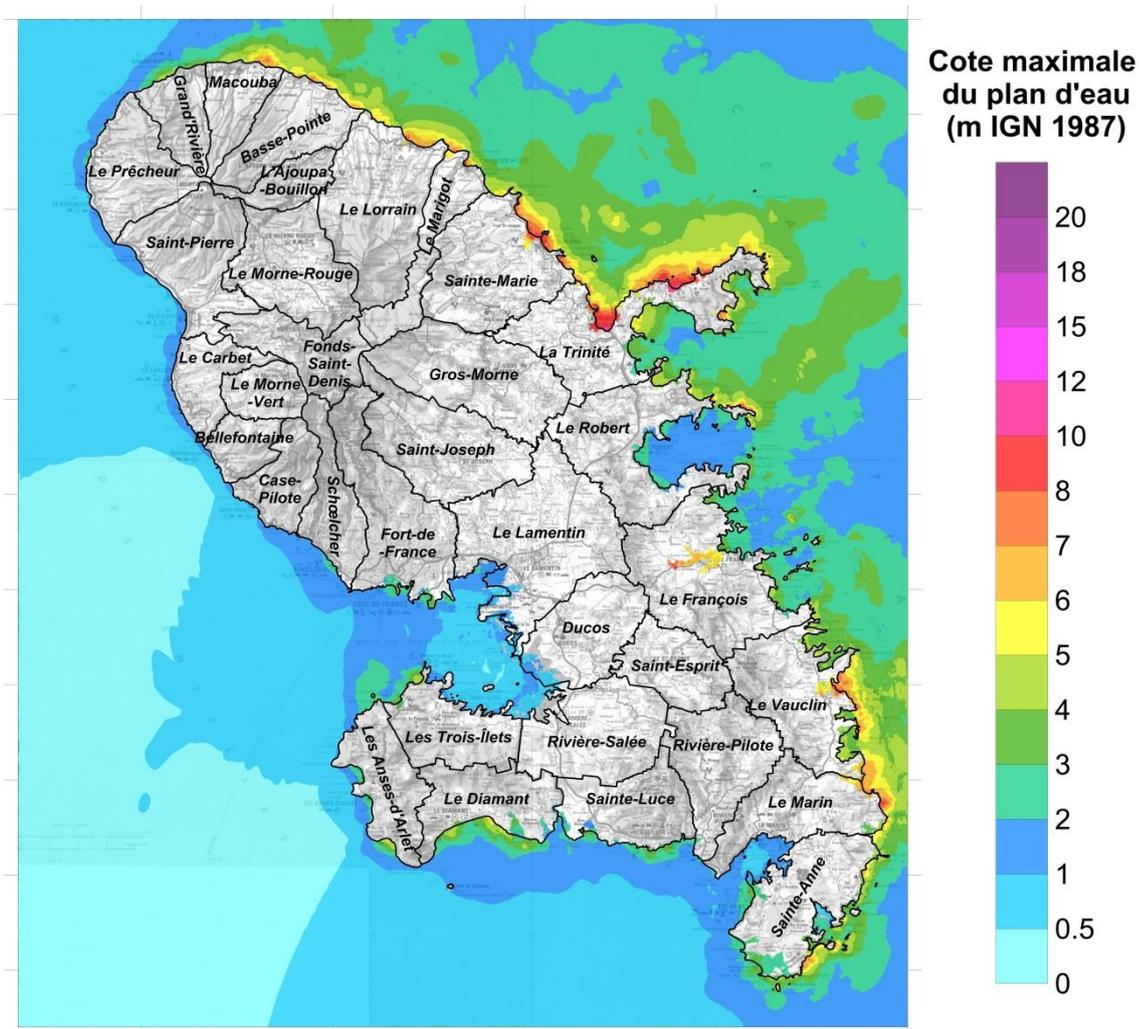
Résultat au Rang 0 (Atlantique Nord, résolution 1'30") :



Résultat au Rang 1 (Petites Antilles, résolution 30") :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Annexe 13

### Source Gravitaire « Montagne Pelée » Elévation du plan d'eau

**Scénario PELEE-1 (lahar)**

- Rang 4 (Martinique)

**Scénario PELEE-2 (lahar)**

- Rang 4 (Martinique)

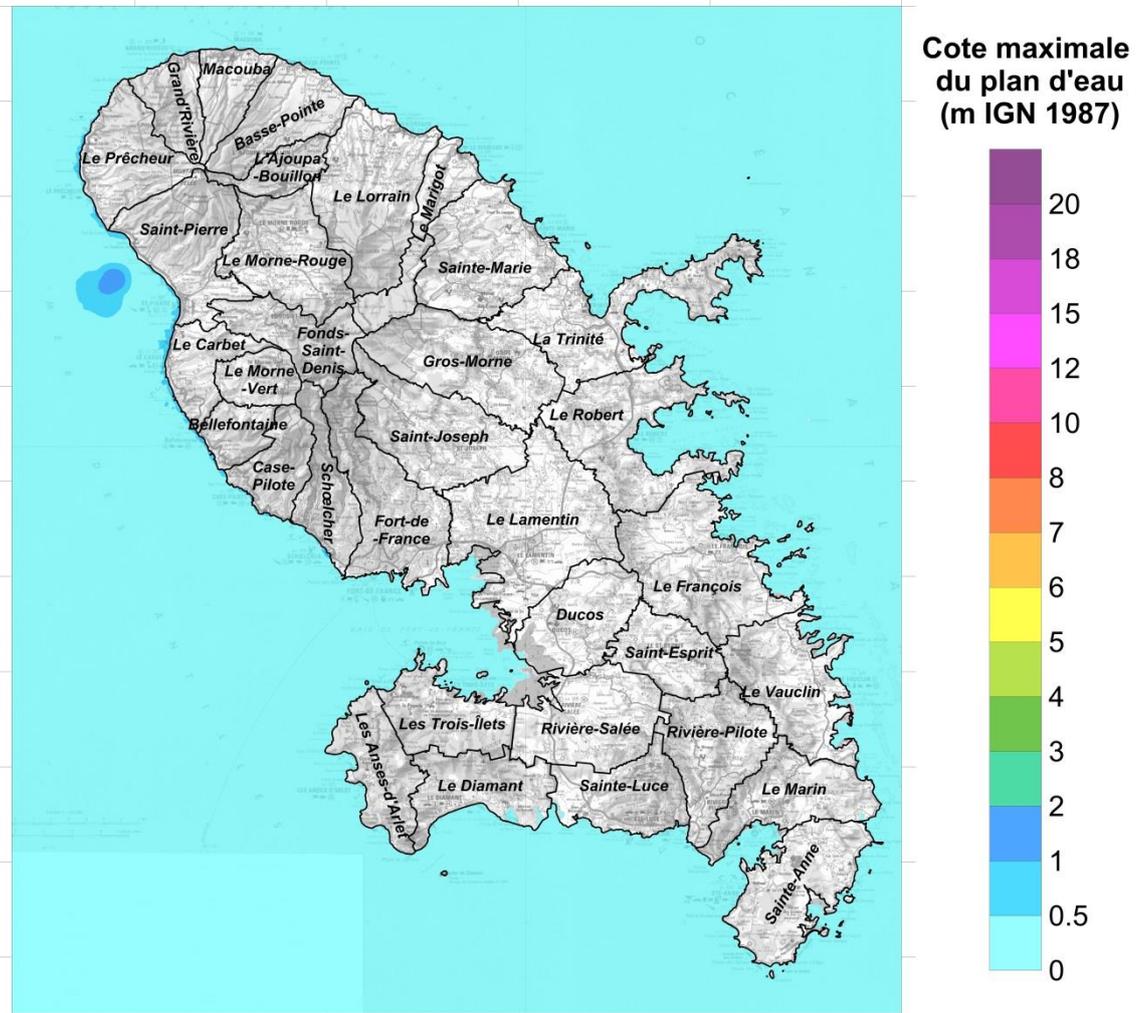
*Scénario PELEE-3 (paléo-événement, scénario peu plausible et représentation insuffisante en champ proche)*

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)



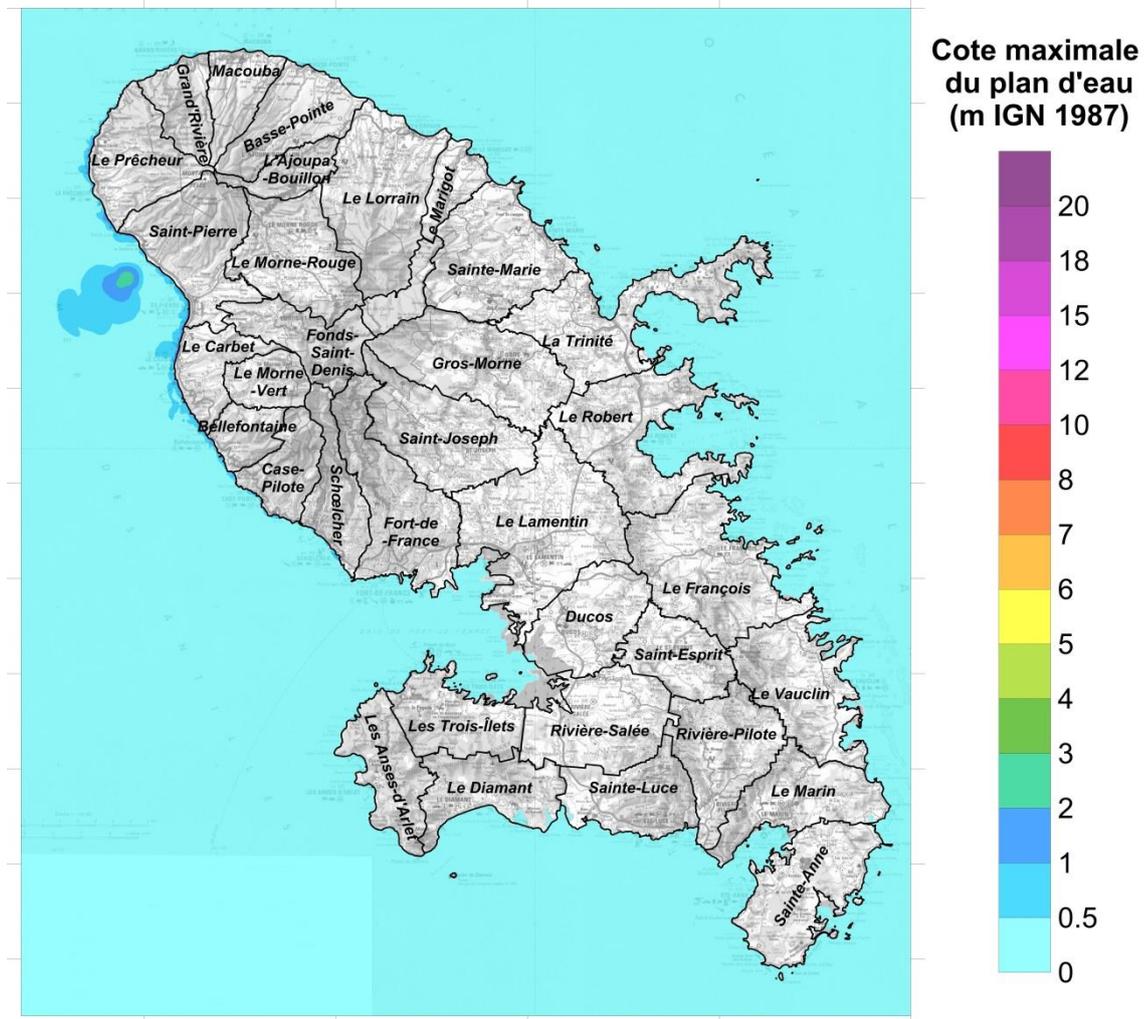
## Scénario PELEE-1

Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Scénario PELEE-2

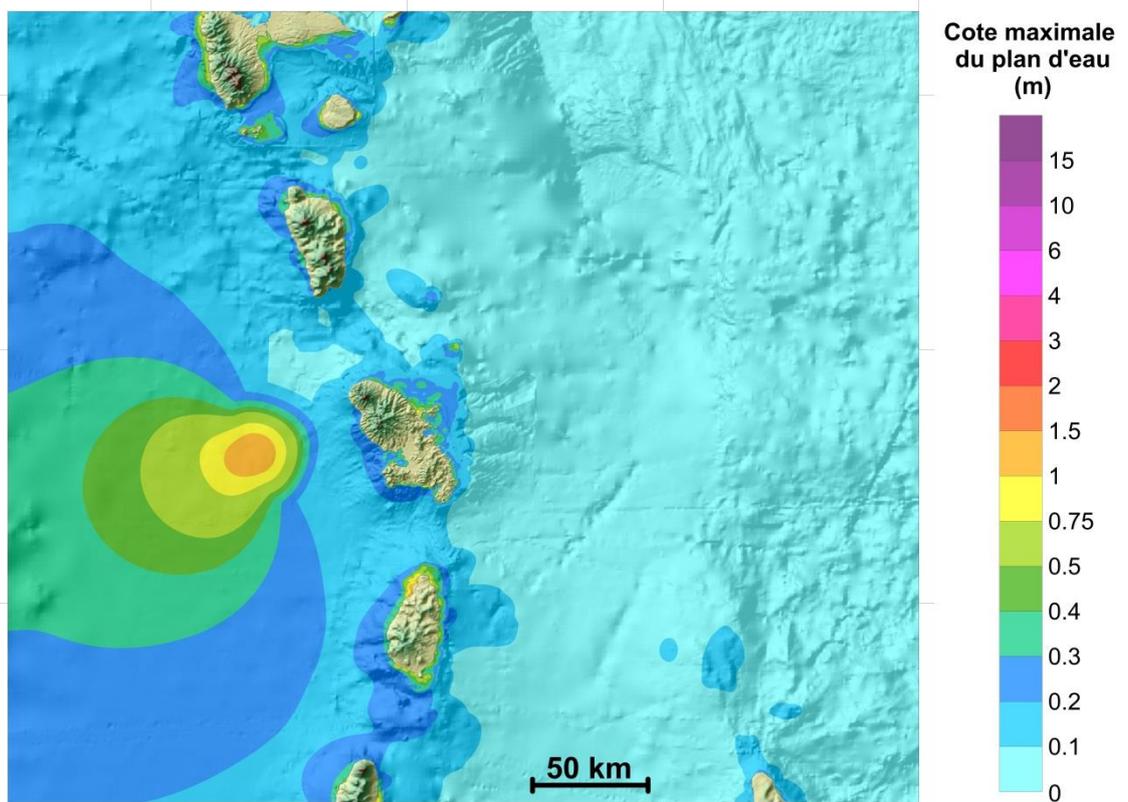
Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



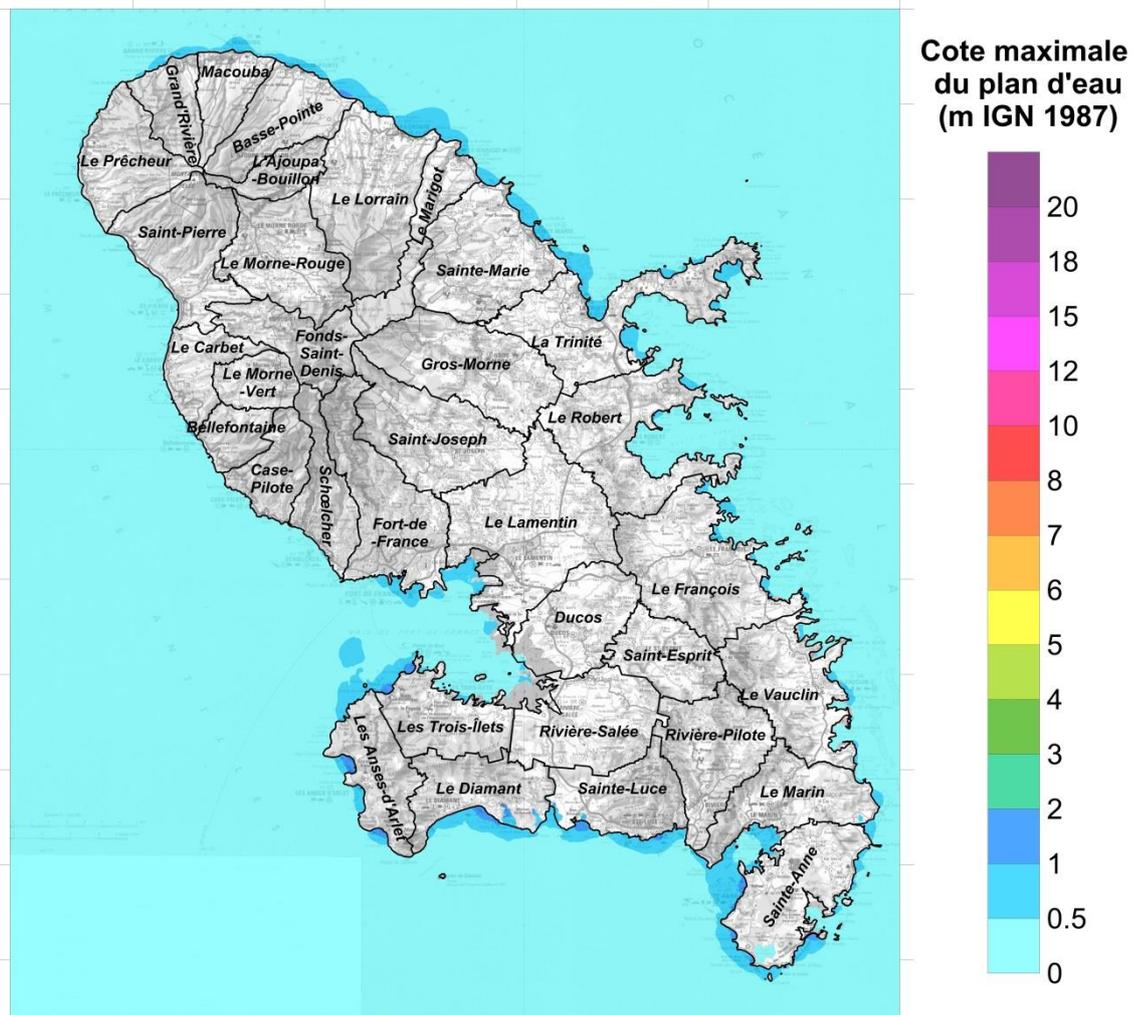
### Scénario PELEE-3

- **Scénario peu plausible –**
- **Représentation insuffisante en champ proche -**

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## **Annexe 14**

### **Source Gravitaire « Sainte Lucie : Soufrière Volcanic Center »**

#### **Elévation du plan d'eau**

Scénario STELUCIE-1

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

Scénario STELUCIE-2

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

Scénario STELUCIE-3

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

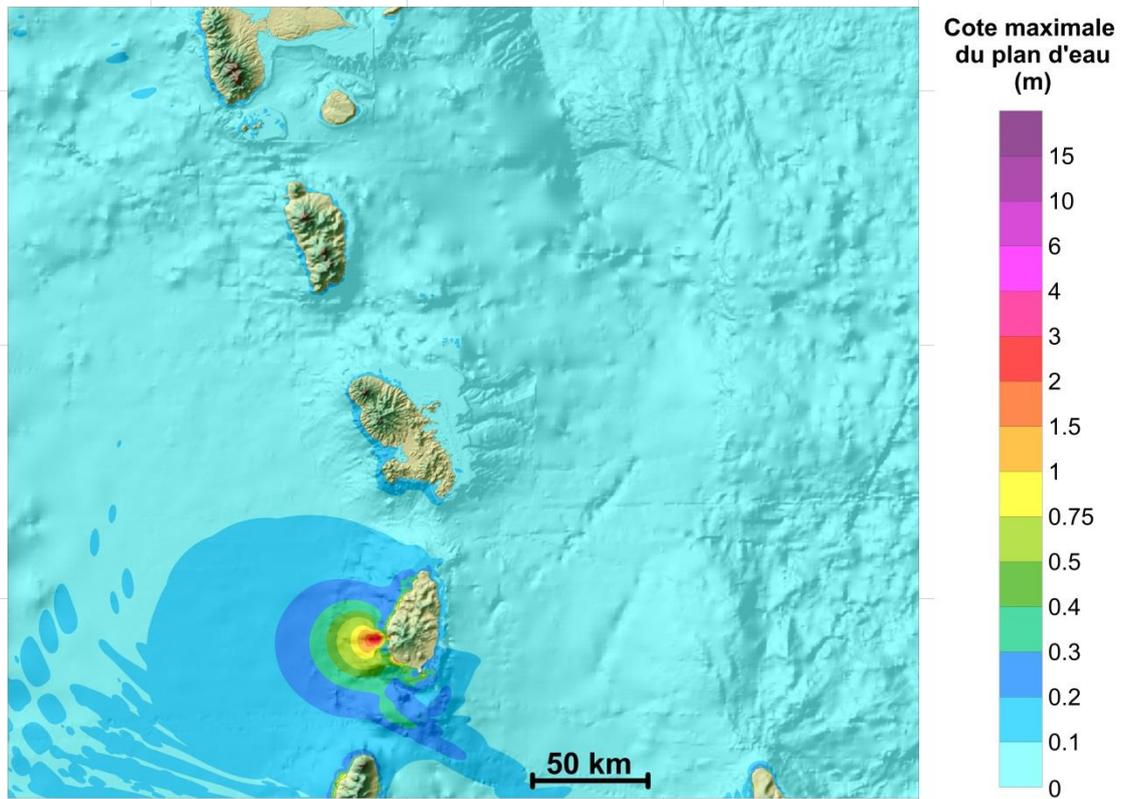
Scénario STELUCIE-4

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

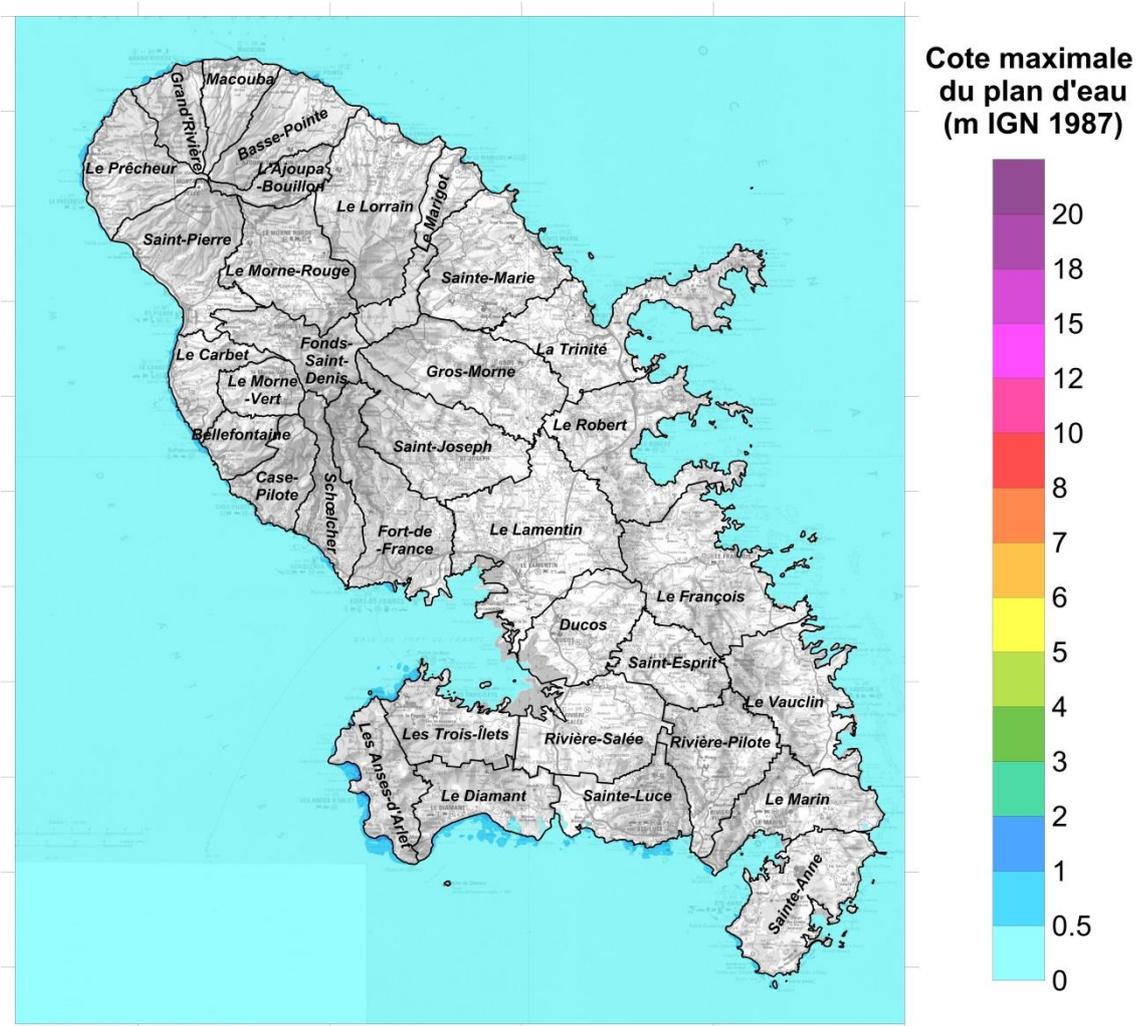


## Scénario SAINTELUCIE-1

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

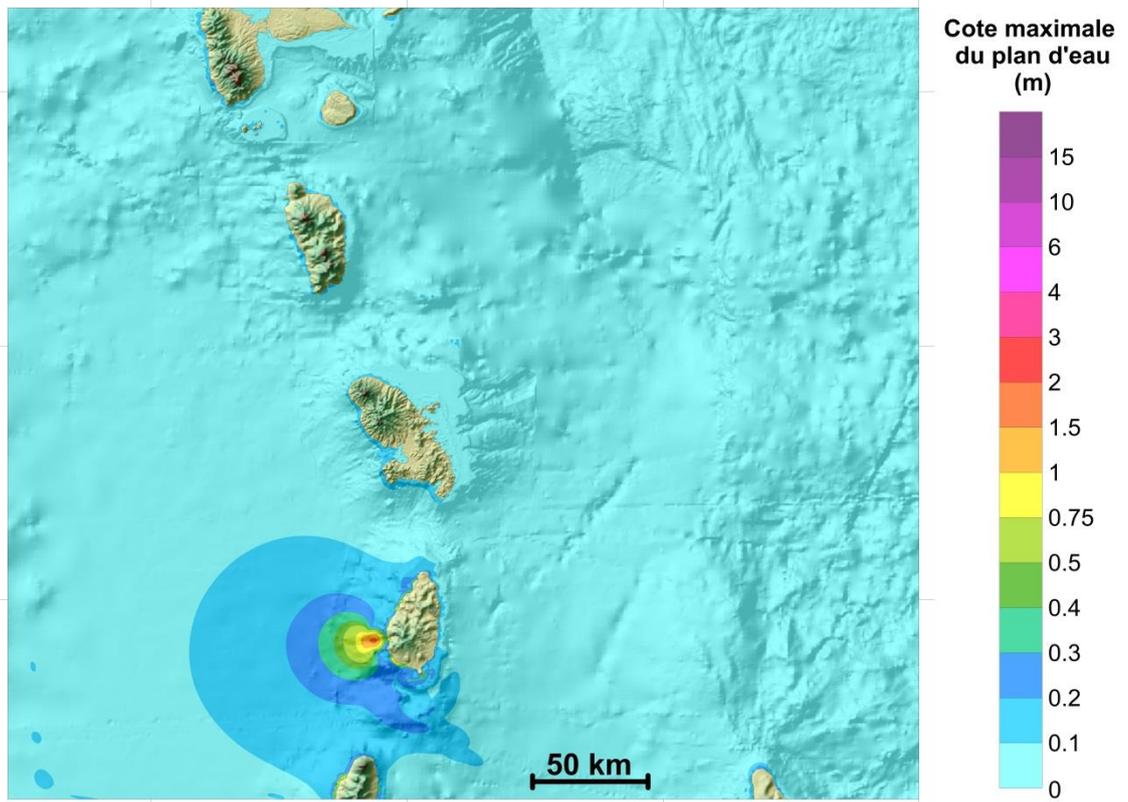


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

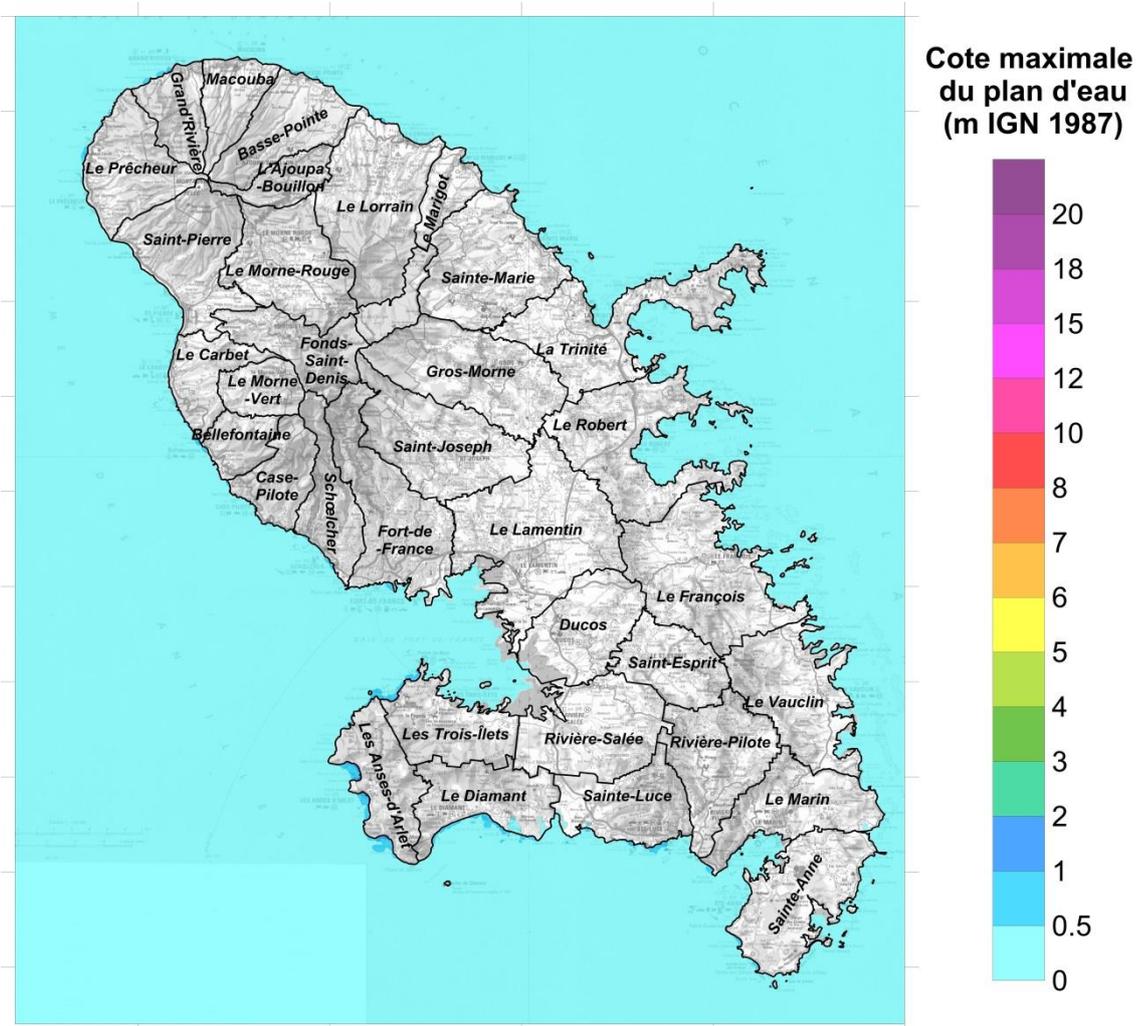


## Scénario SAINTELUCIE-2

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

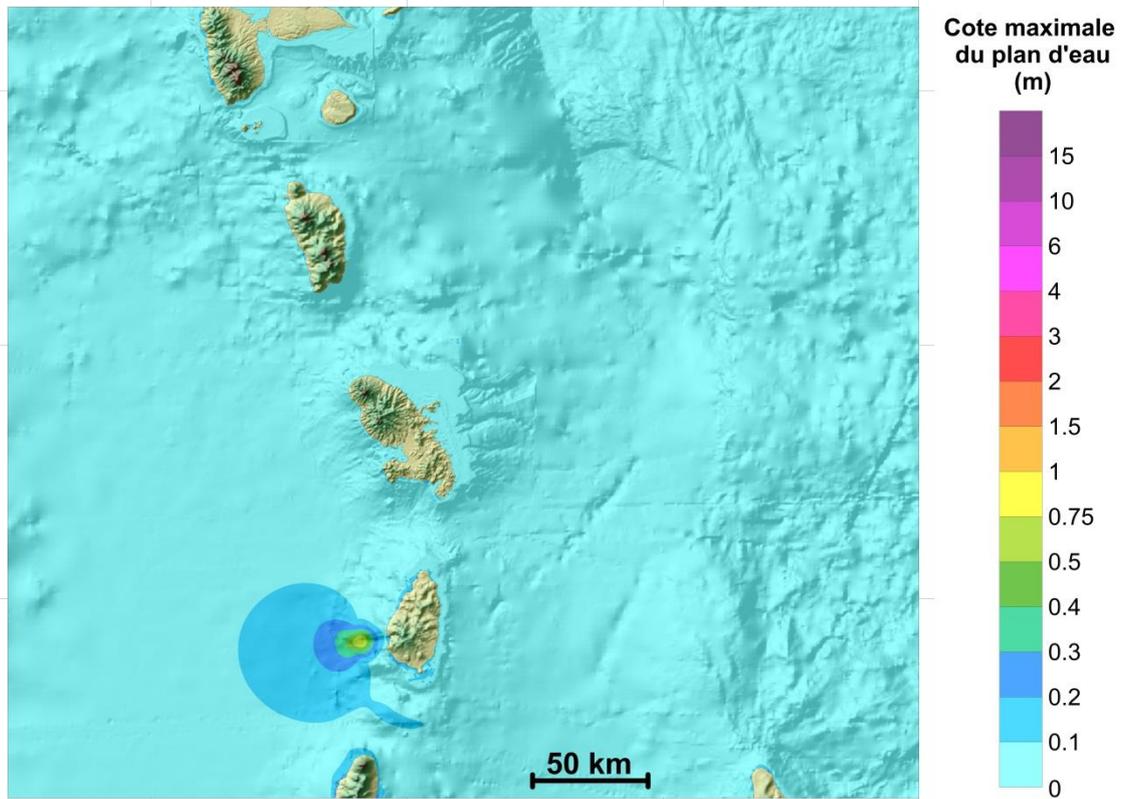


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

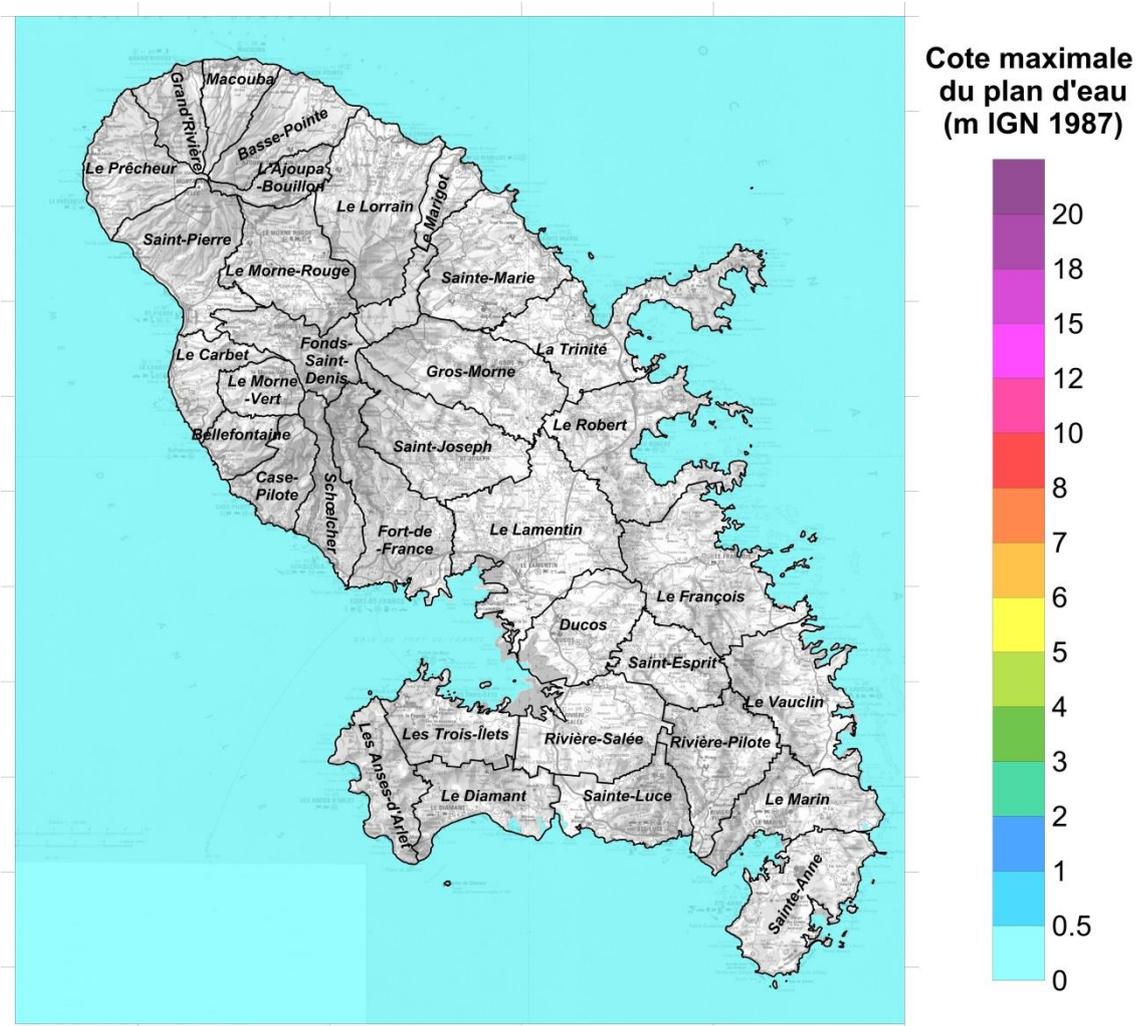


### Scénario SAINTELUCIE-3

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

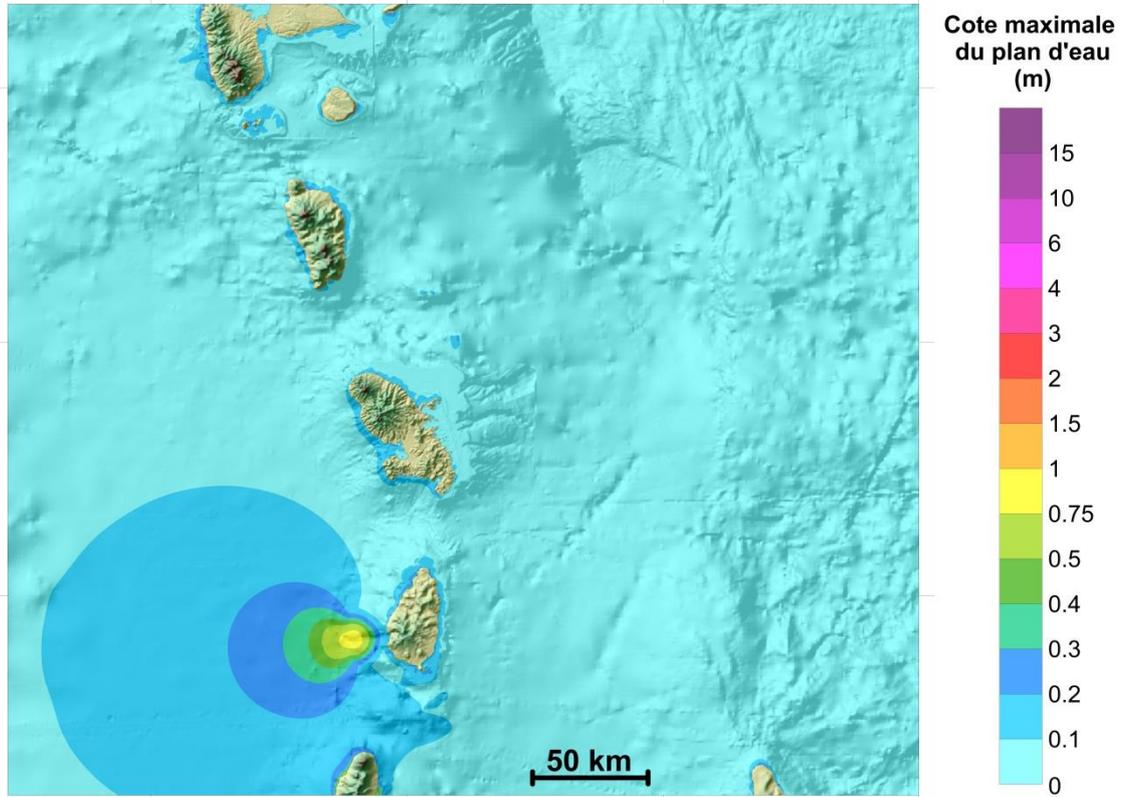


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

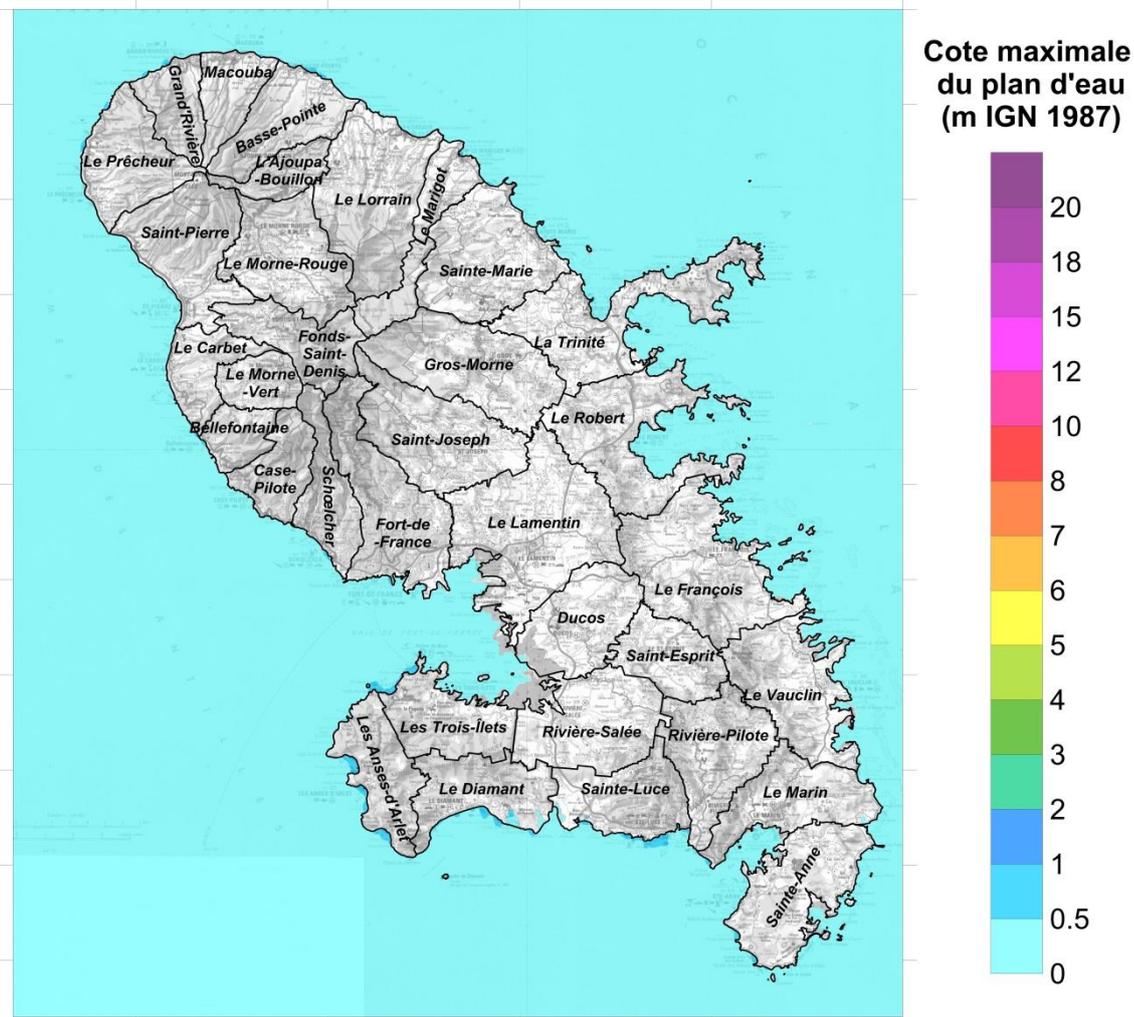


## Scénario SAINTELUCIE-4

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## Annexe 15

### Source Gravitaire « Volcan sous-marin Kick'em Jenny »

### Elévation du plan d'eau

#### Scénario KEJ-1

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

#### Scénario KEJ-2

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

#### Scénario KEJ-3

- Rang 2
- Rang 4 (Martinique)

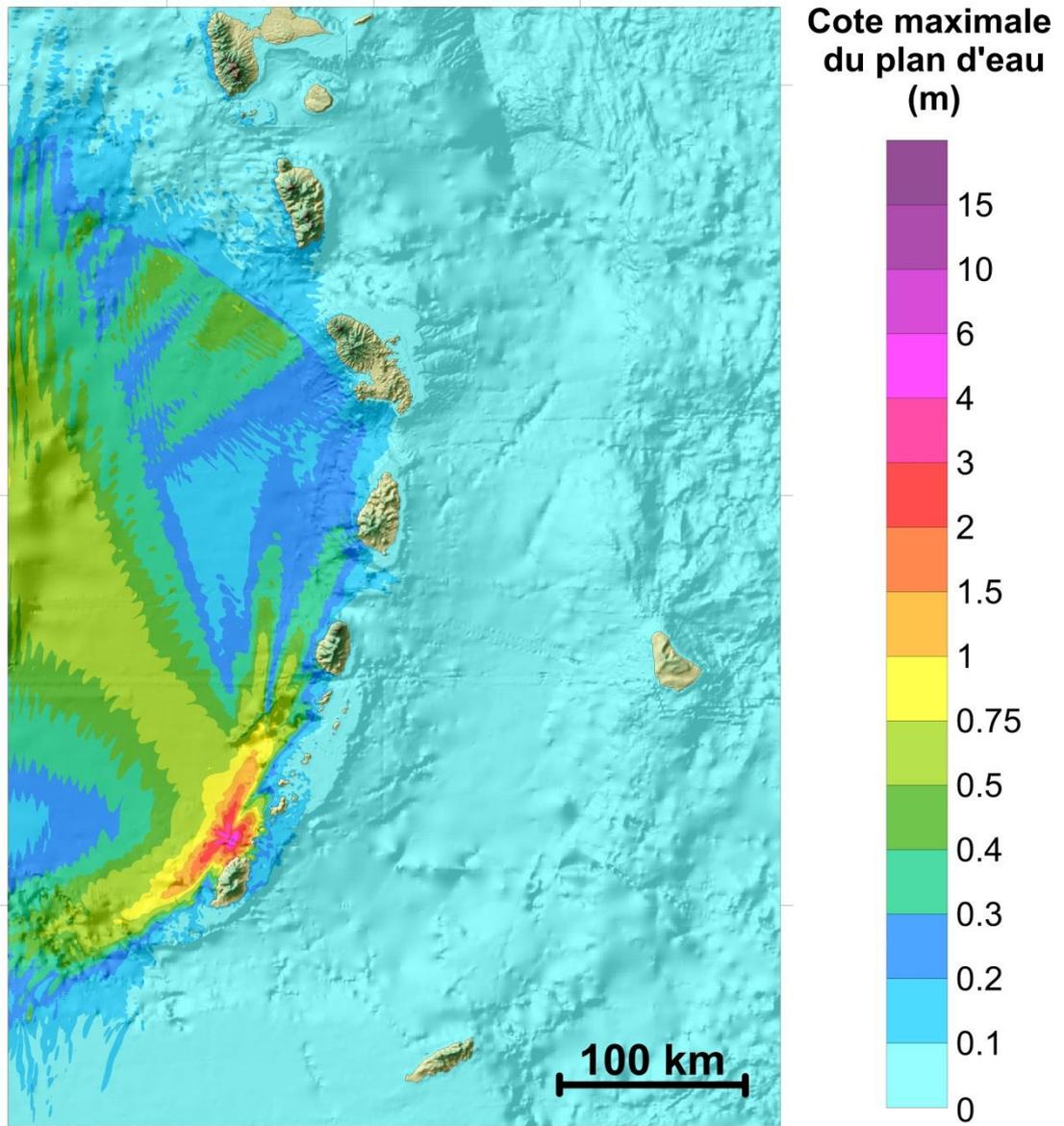
#### *Scénario KEJ-3 (scénario peu plausible)*

- *Rang 2*
- *Rang 4 (Martinique)*

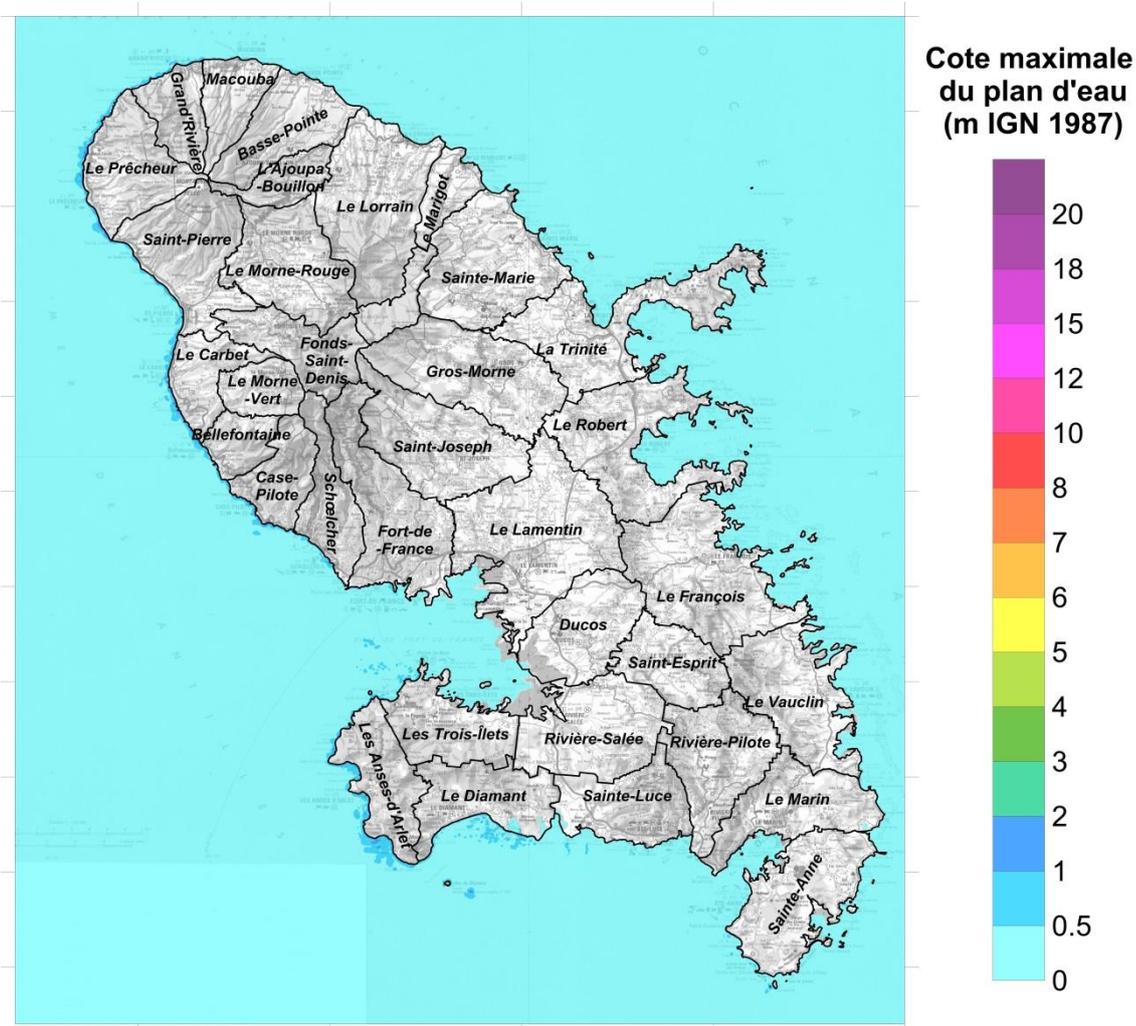


### Scénario KEJ-1

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

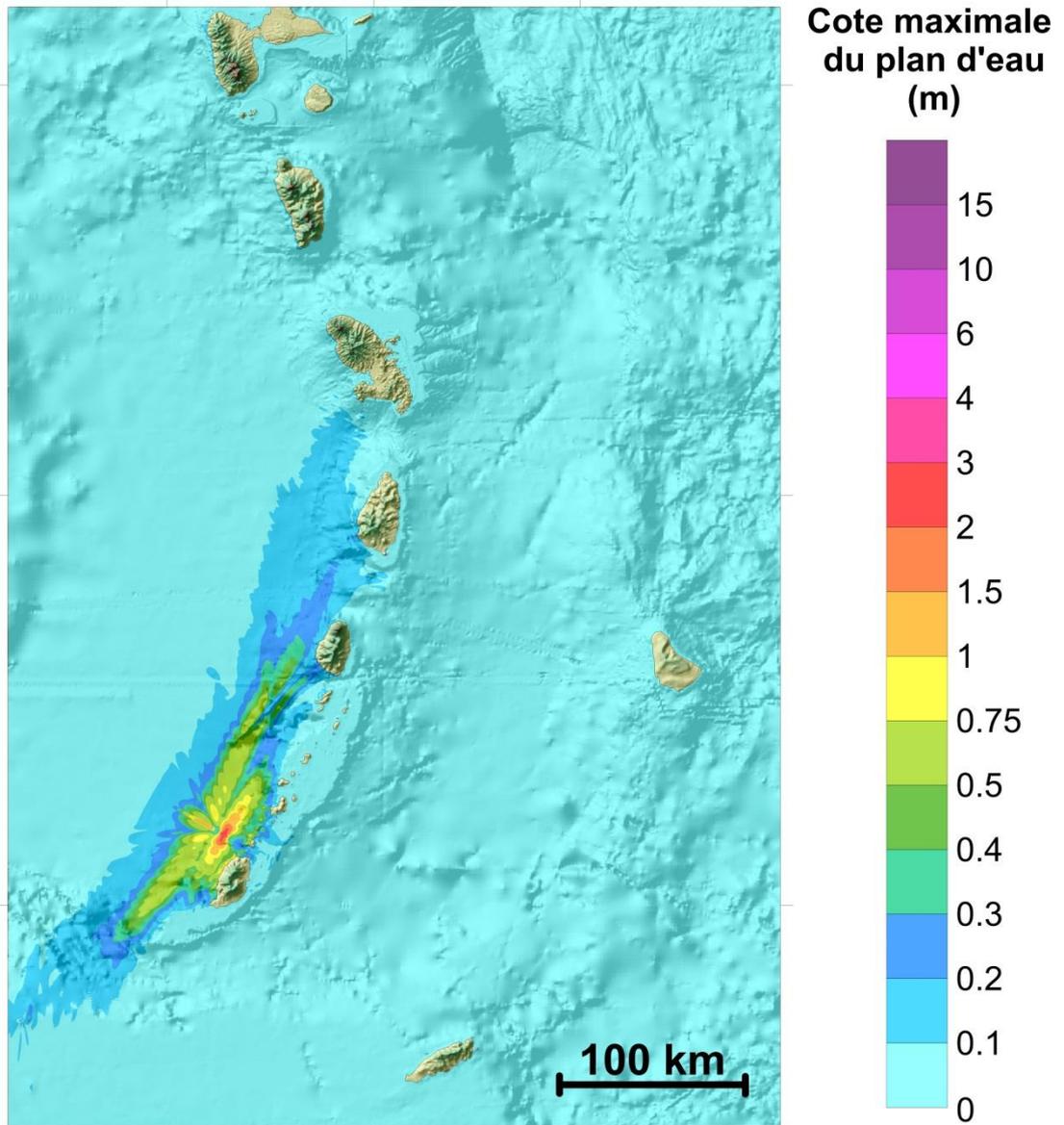


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

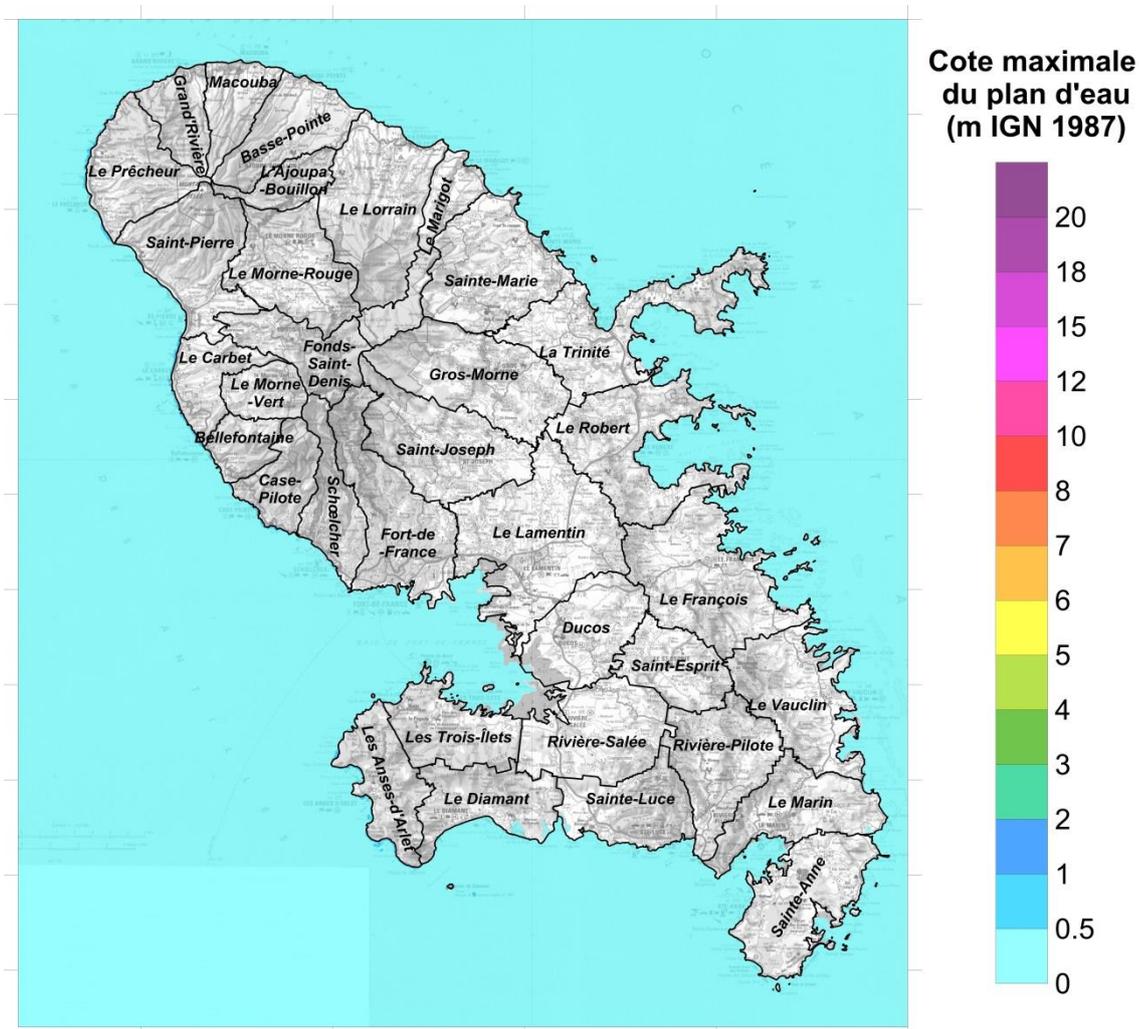


## Scénario KEJ-2

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

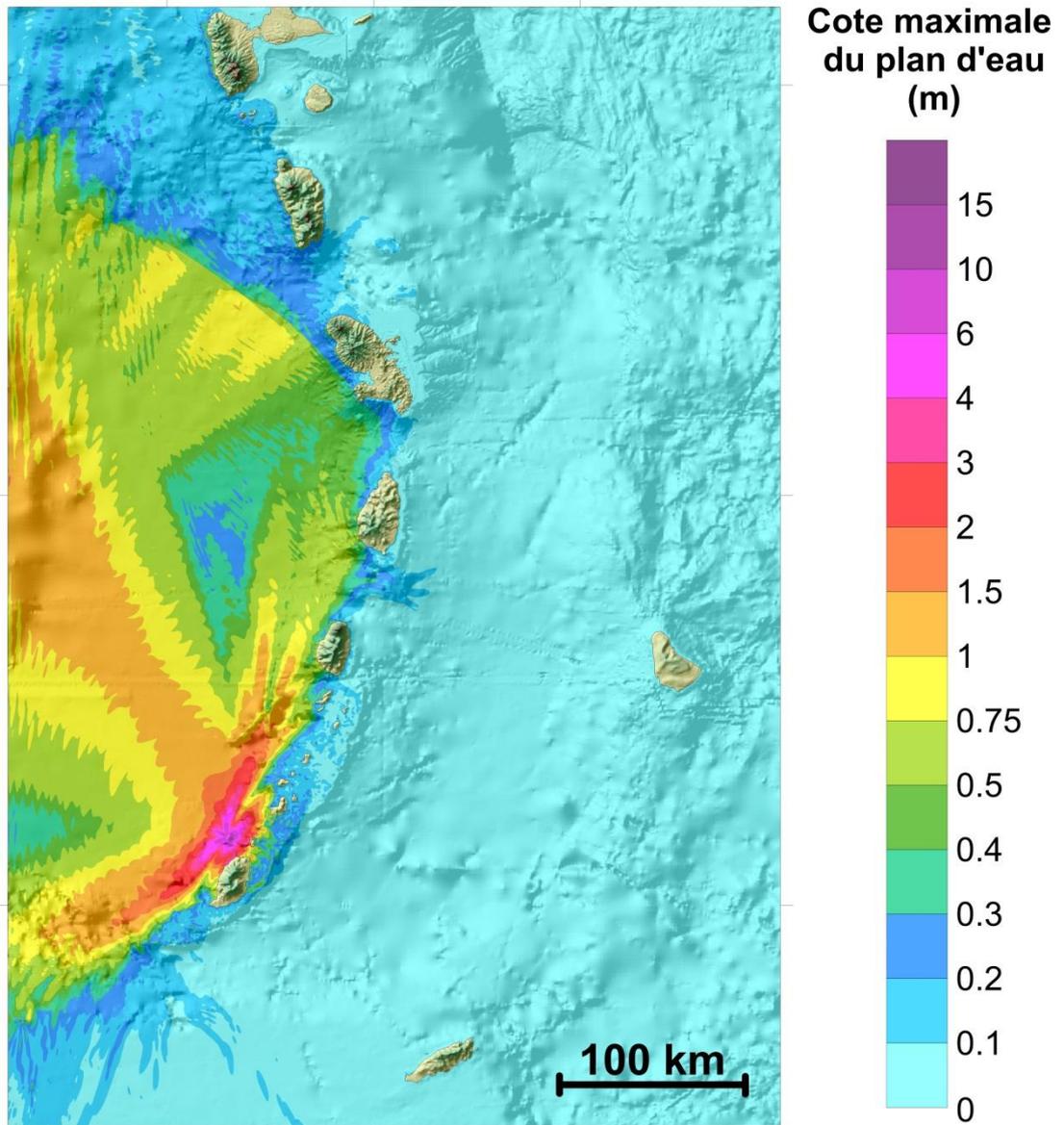


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

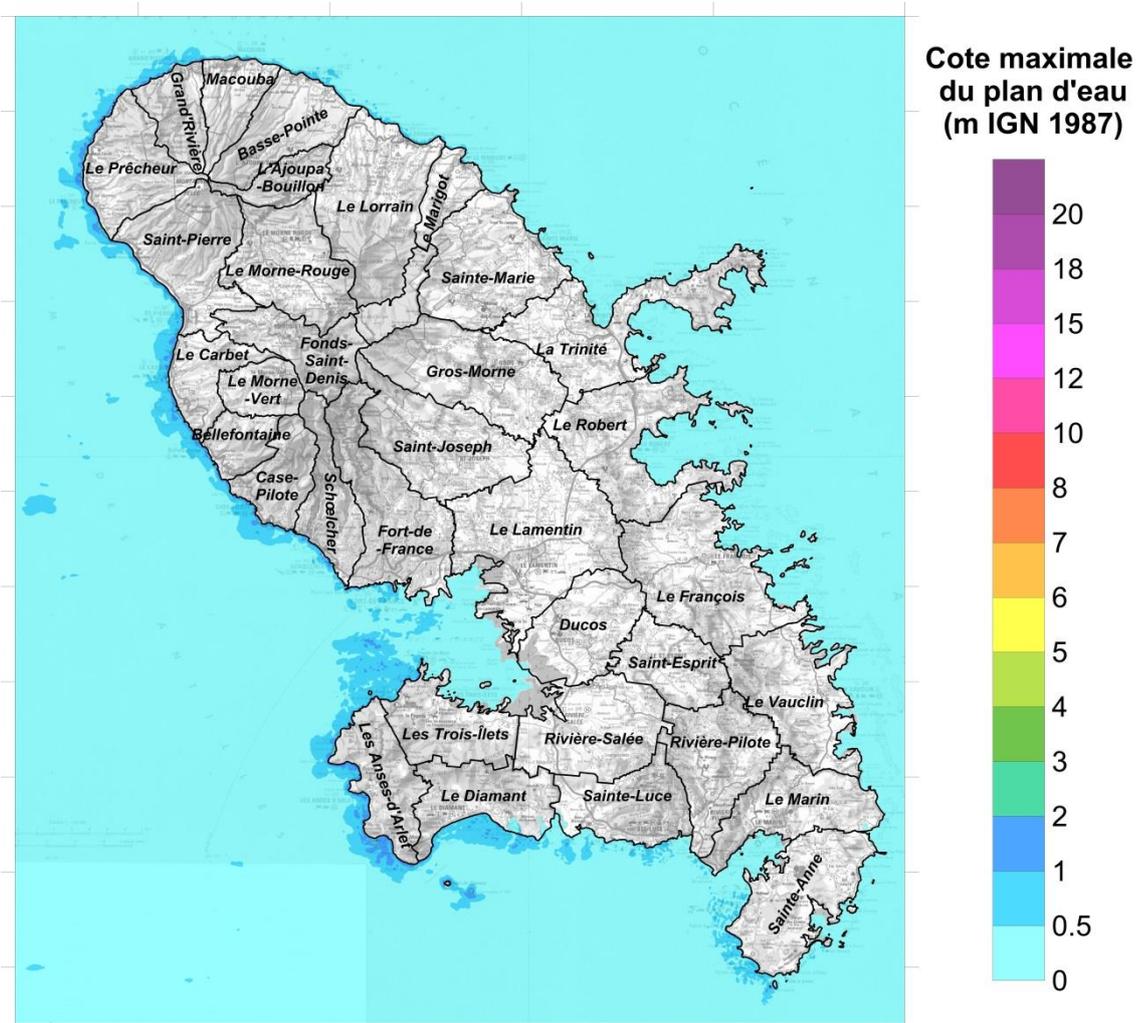


### Scénario KEJ-3

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :



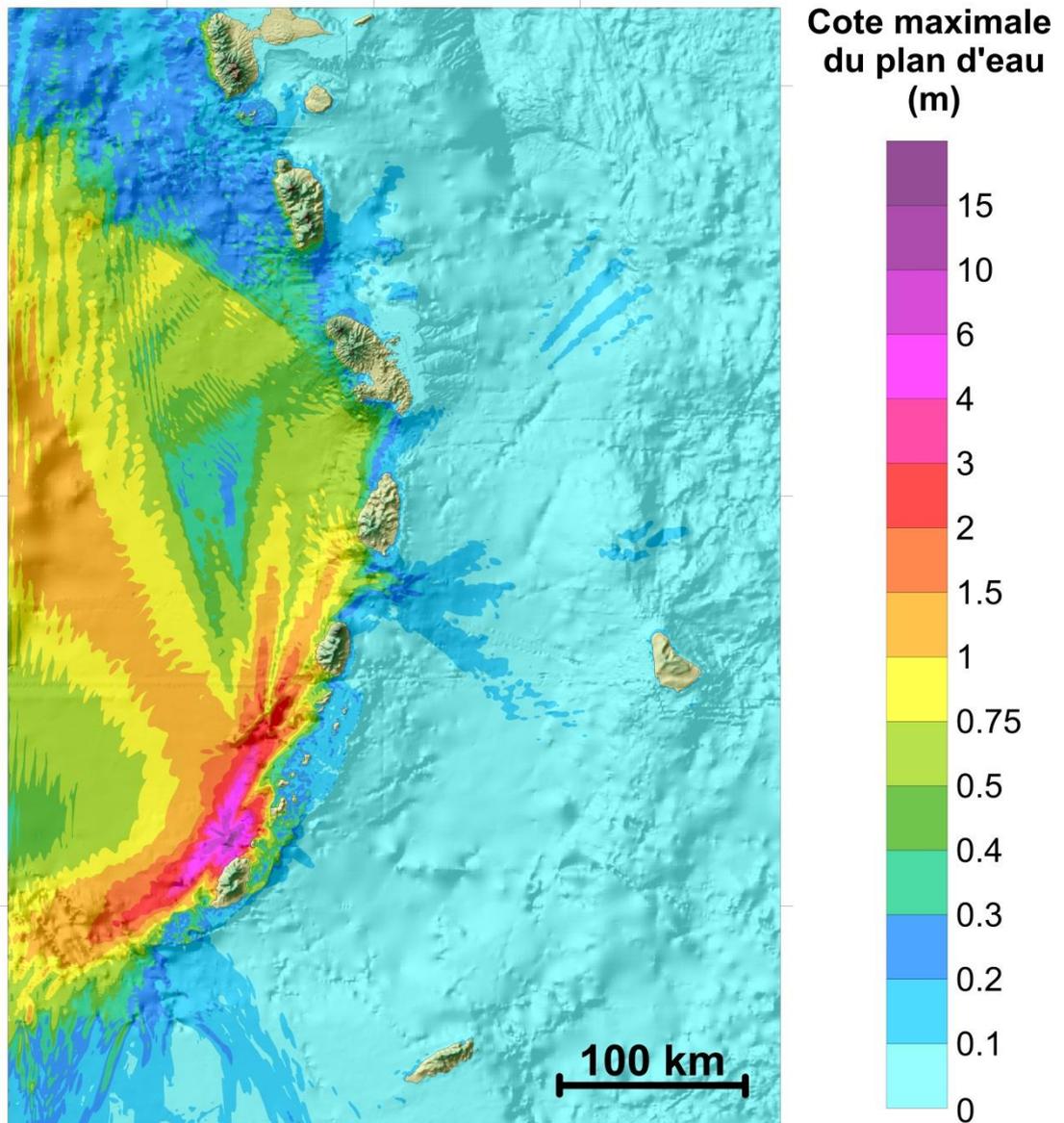
Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



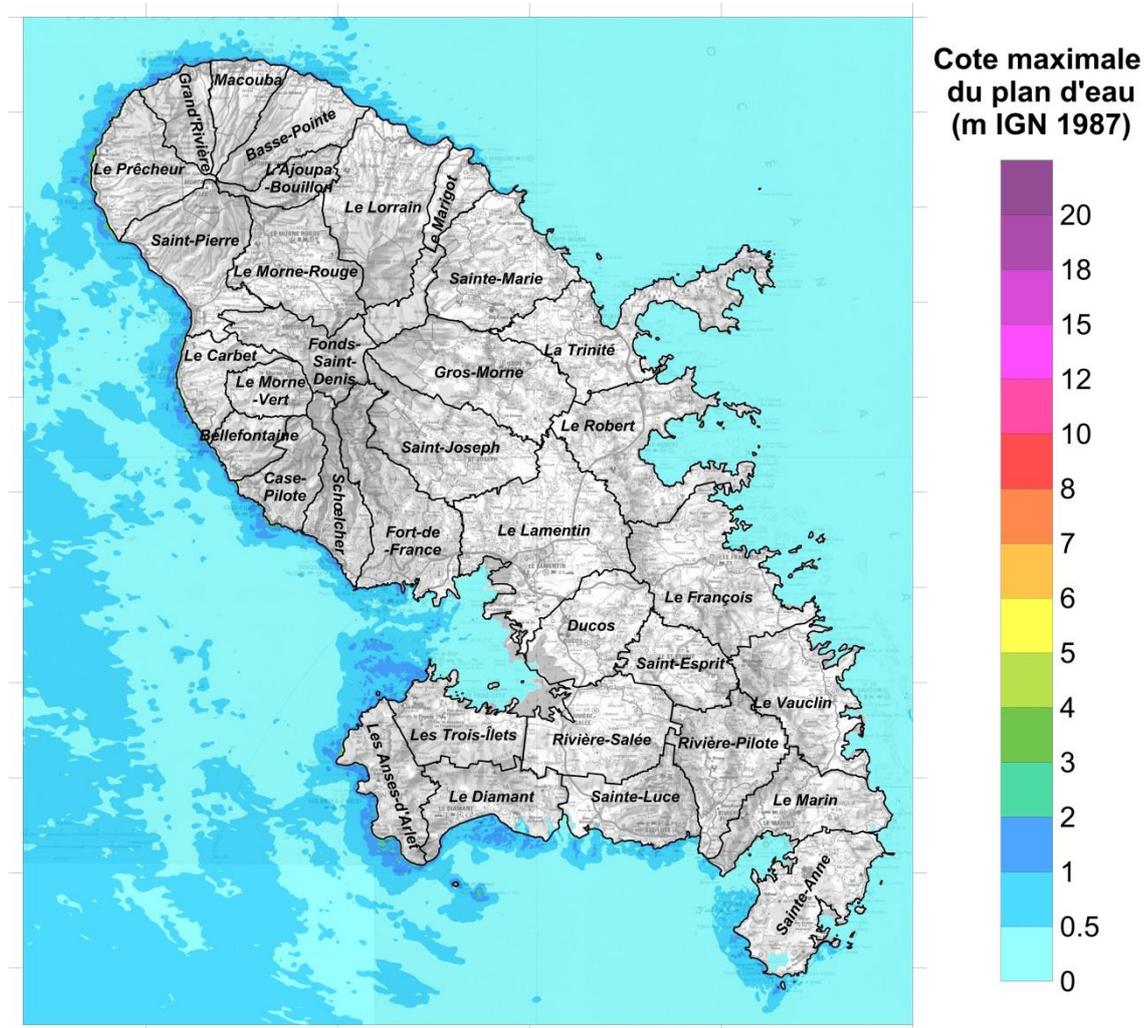
## Scénario KEJ-4

- *Scénario peu plausible* -

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :



## **Annexe 16**

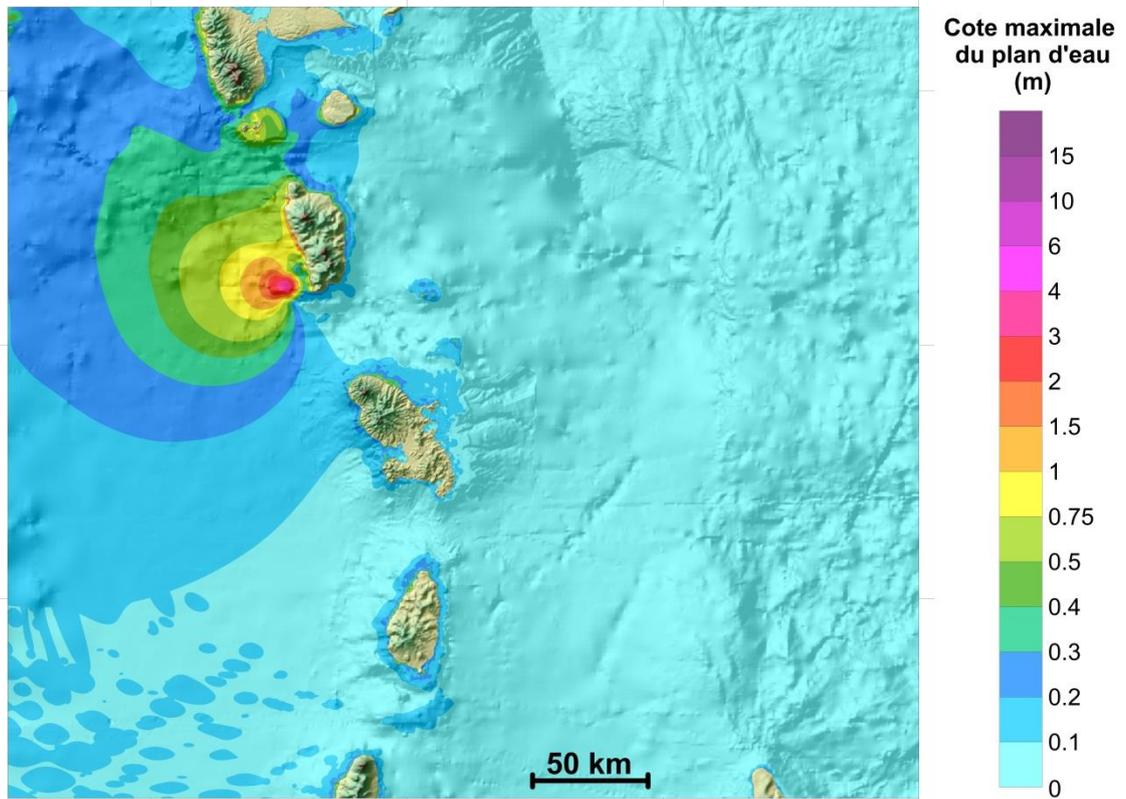
### **Source Gravitaire « Dominique – Plat Pays Complex »**

#### **Elévation du plan d'eau**

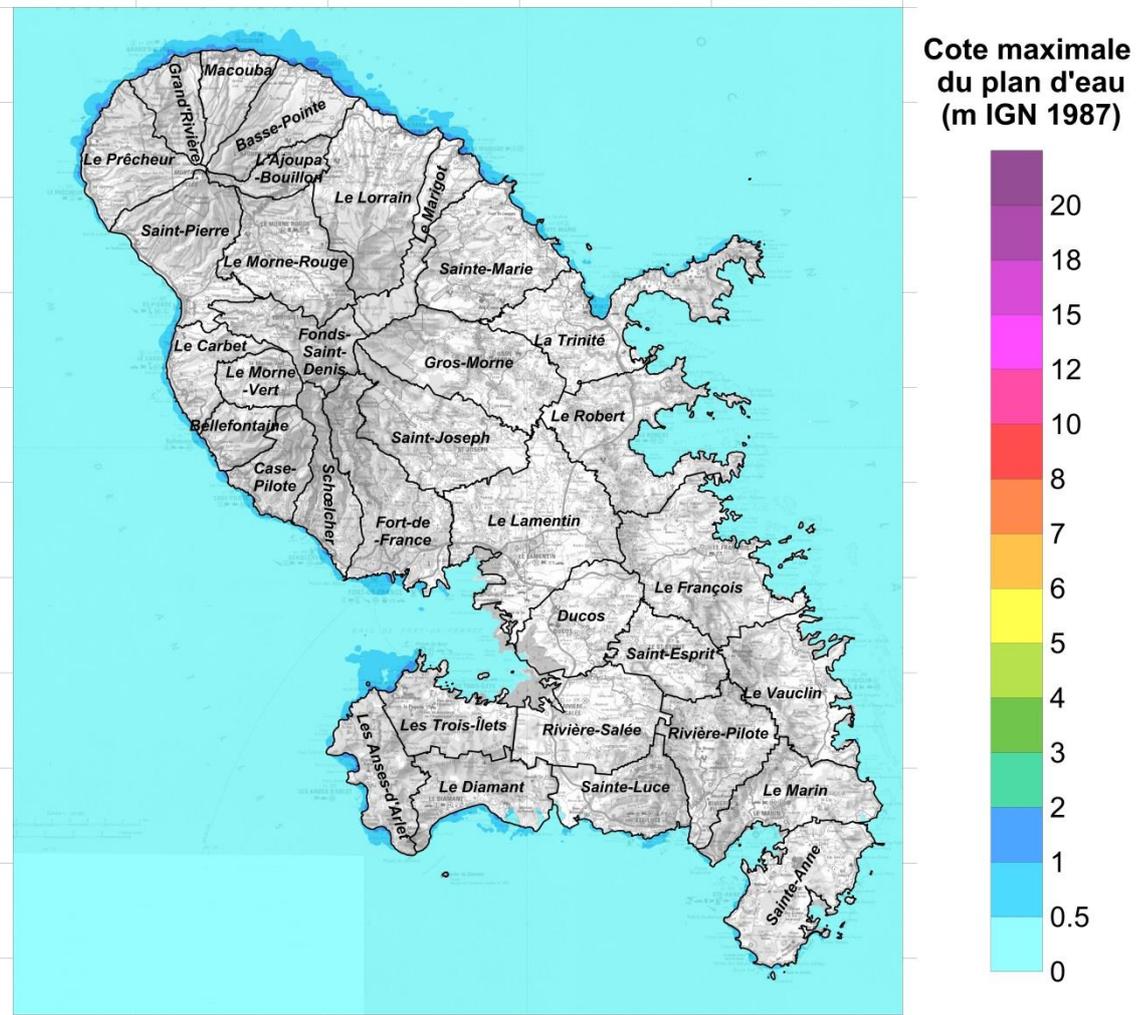


## Scénario DOMINIQUE-1

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

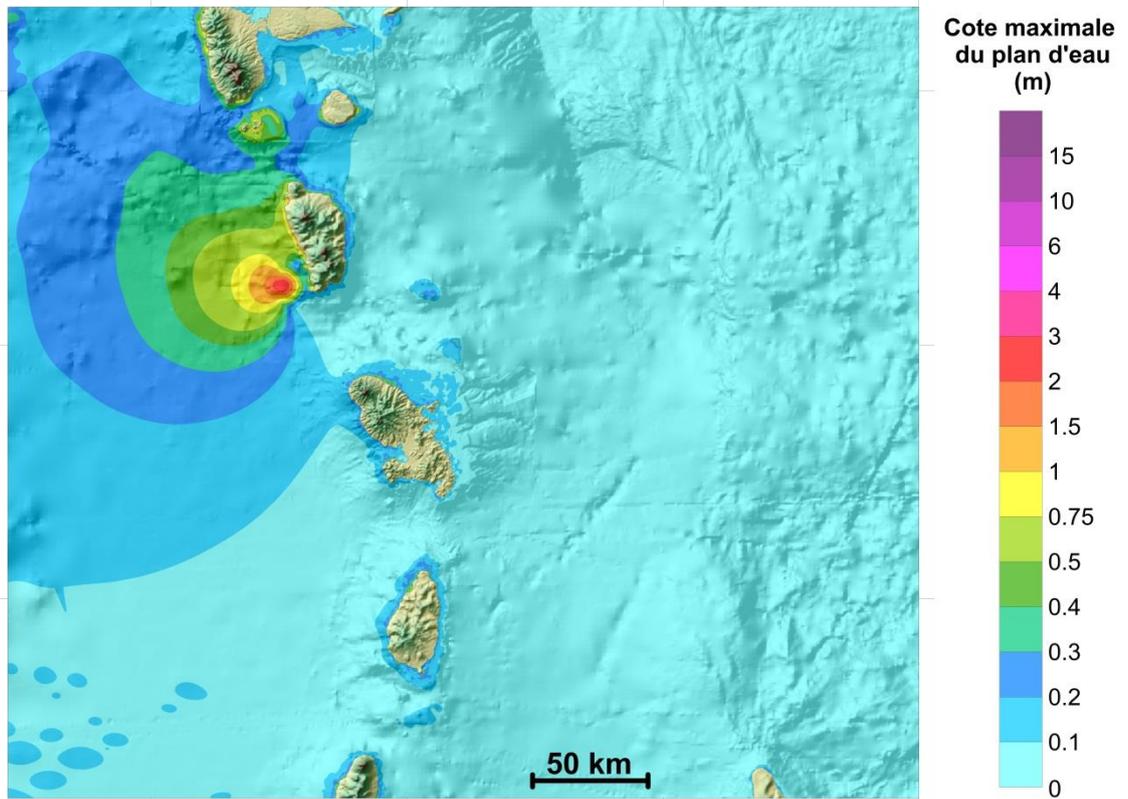


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

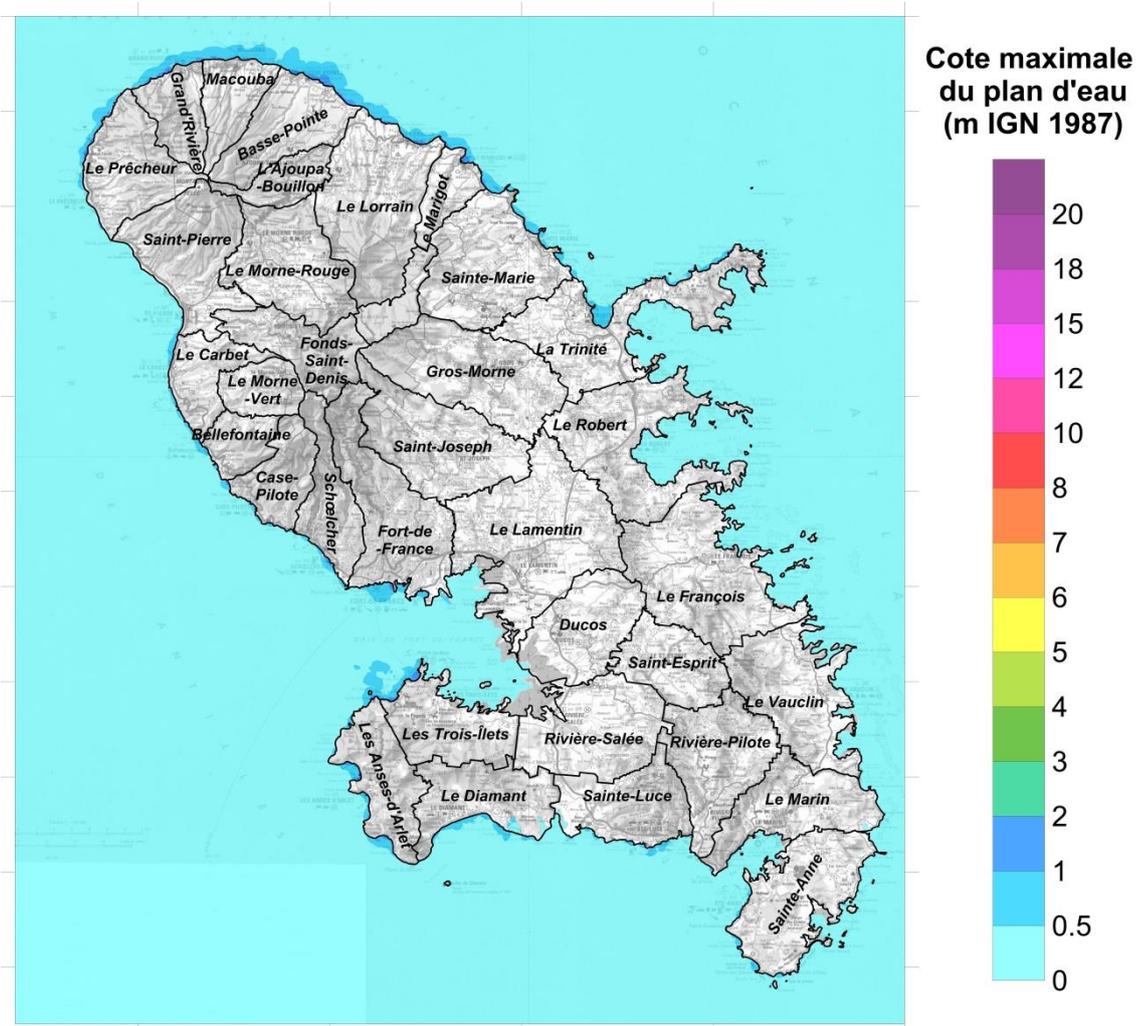


## Scénario DOMINIQUE-2

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :

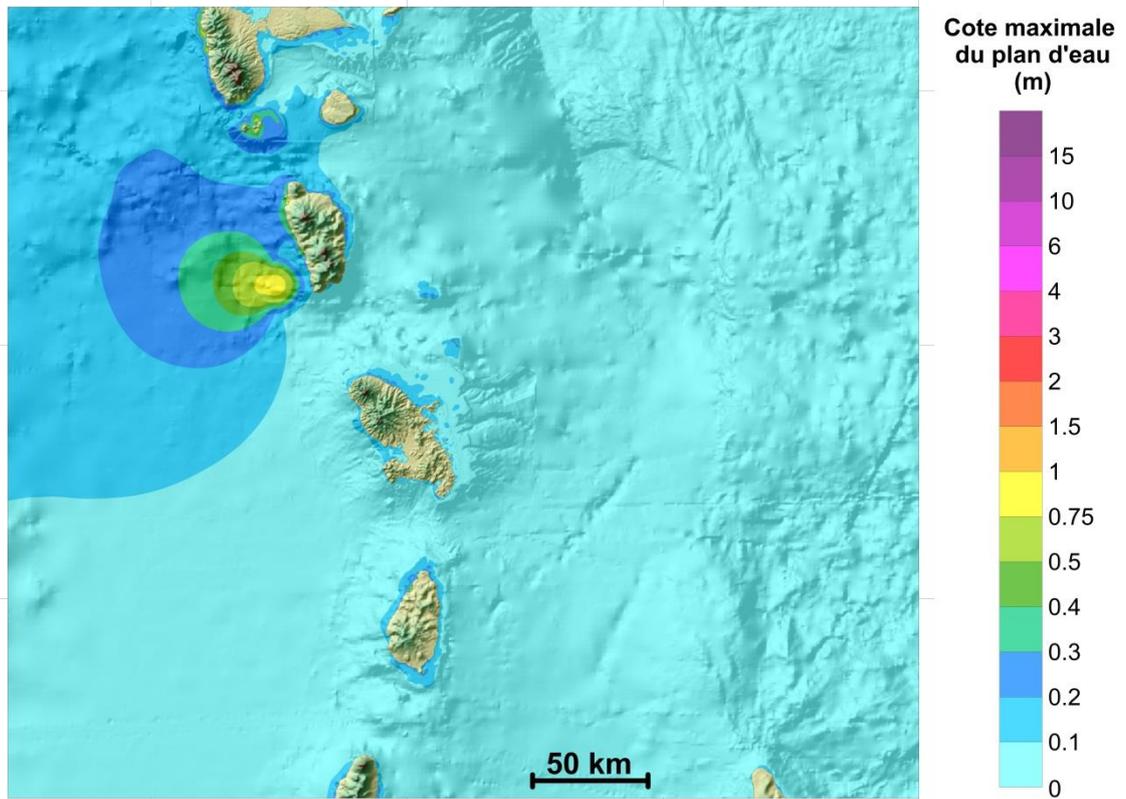


Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :

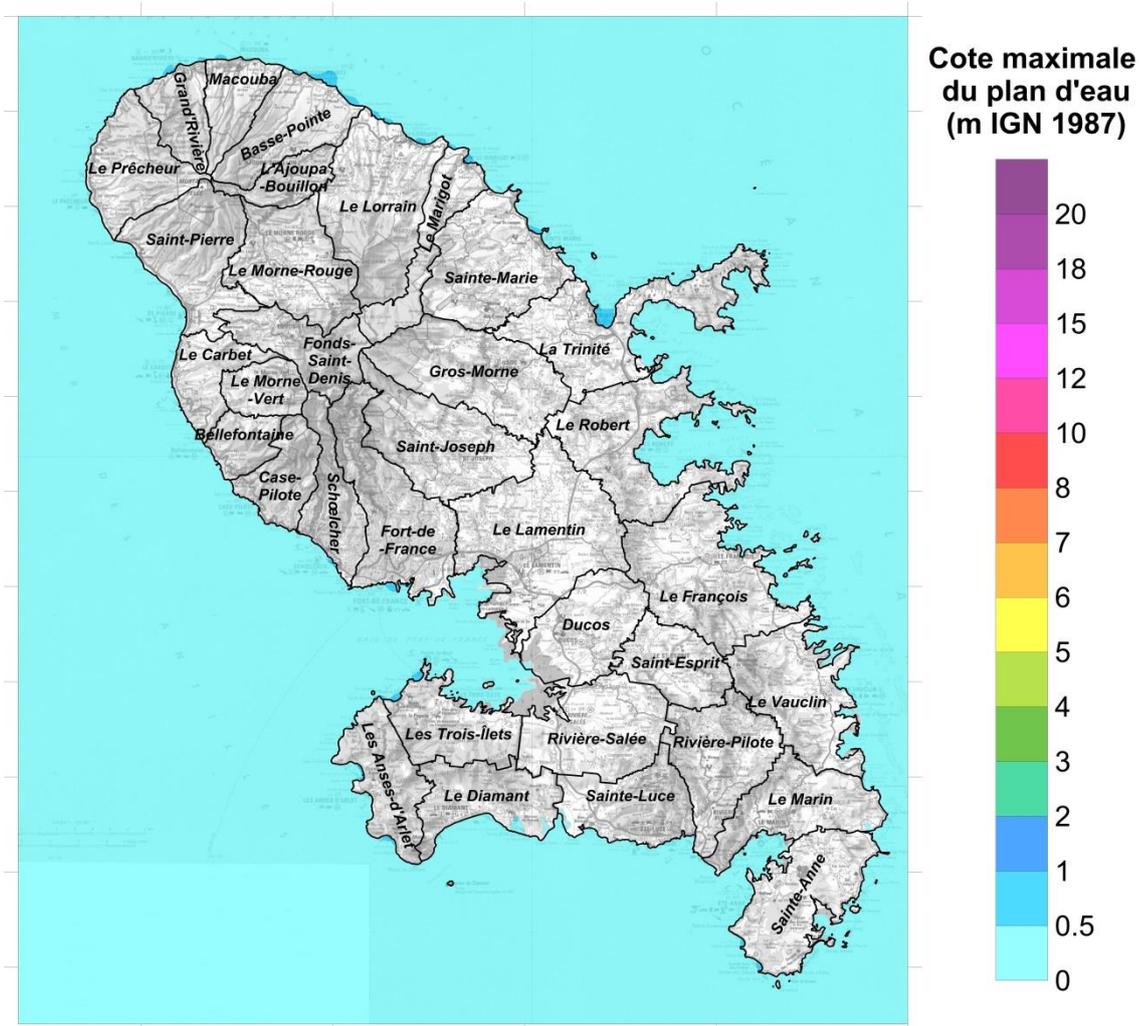


### Scénario DOMINIQUE-3

Résultat au Rang 2 (résolution 10'') :



Résultat au Rang 4 (Martinique, résolution ~30 m) :







**Centre scientifique et technique**  
3, avenue Claude-Guillemin  
BP 36009  
45060 – Orléans Cedex 2 – France  
Tél. : 02 38 64 34 34 - [www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)

**Direction régionale Martinique**  
4, lotissement Miramar  
Route de Pointe des Nègres  
97200 Fort de France  
Tél. : 0596 71 17 70