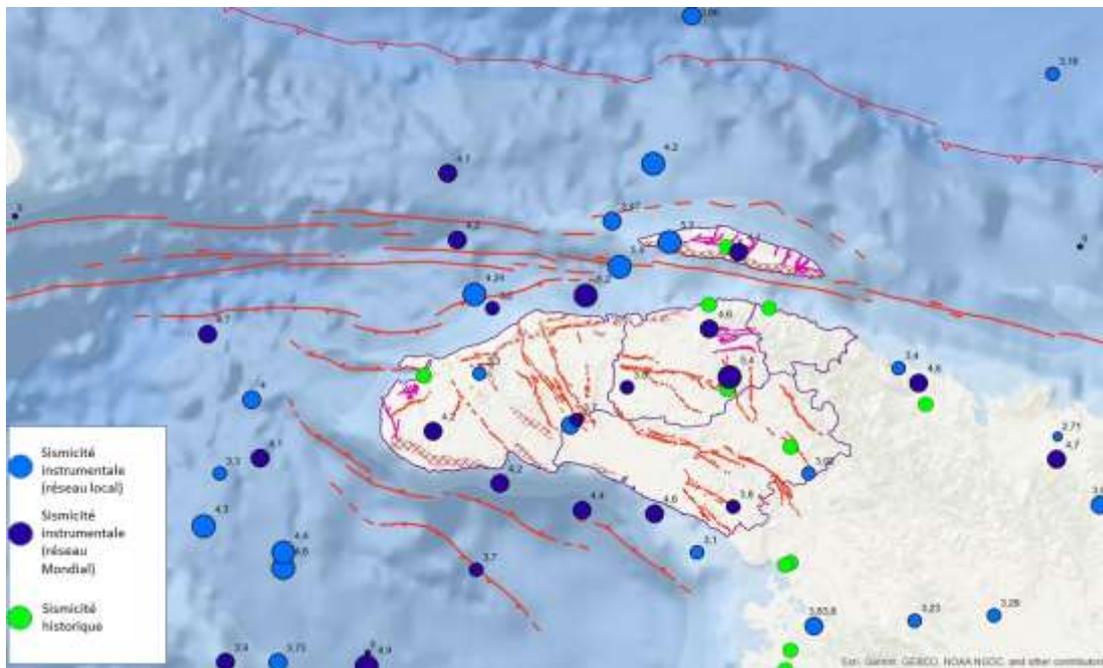




CARTOGRAPHIE DE L'ALEA SISMIQUE DANS LE DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET L'ARRONDISSEMENT DE GROS-MORNE DANS LE DEPARTEMENT DE L'ARTIBONITE (HAITI)



RAPPORT-2 : COLLECTE DES DONNEES EXISTANTES ET ETUDES DE TERRAIN

Dr Ara AVAGYAN
Enseignant-chercheur/consultant
Institute of Geological Sciences (IGS) of the Armenian.

Samira PHILIP
Conseillère technique Résilience
PNUD-Haïti

Marceau JEAN-BAPTISTE & Phedy JEAN
Cadres techniques
BME-Haïti



DATE : DECEMBRE 2018

SOMMAIRE

1. OBJETS DE L'ETUDE ET DU PRESENT RAPPORT	10
1.1. CONTEXTE DE LA MISSION	10
1.2. OBJECTIFS DE LA MISSION	10
2. IDENTIFICATION ET RECUEIL DES DONNEES	11
2.1. LES DONNEES D'ORDRE GENERAL :	11
2.2. LES DONNEES SPECIFIQUES AU RISQUE SISMIQUE ET MOUVEMENTS DE MASSES :	3
3. contexte générale de LA ZONE D'étude	8
3.1. Cadre géologique	8
	9
3.2. Cadre géodynamique actuel	9
4. Caractérisation de la zone d'étude vis-a-vis du risque sismique	13
4.1. SISMICITE historique et instrumentale	13
4.2. Identification des principales failles actives du DEPARTEMENT du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne : Indices d'activité néotectonique ET DEFORMATION ACTUELLE	23
4.2.1. SOURCES SISMQUES PROCHES D'ECHELLE REGIONALE :	24
4.2.1.2. LA ZONE DE SUBDUCTION NORD HISPANIOLA (ZFNH)	26
4.2.2. LE SYSTÈME DE FAILLES SEPTENTRIONAL (ZFS)	26
4.2.3. CORDILLÈRE CENTRALE (ZFICC) :	29
4.2.4. SOURCES SISMQUES PROCHES D'ECHELLE LOCALE :	30
4.2.4.1. Failles inverses « offshore » au large du littoral Nord et Sud de la Presqu'île du Nord-Ouest :	30
4.2.4.2. Failles actives « onshore » affectant la Presqu'île du Nord-Ouest :	36
4.2.5. CARTE DES PRINCIPALES FAILLES ACTIVES DU DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET DE L'ARRONDISSEMENT DE GROS MORNE	87
4.2.6. EVALUATION DES MAGNITUDE MAXIMALES DES SOURCES SISMQUES DEU DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET DE L'ARRONDISSEMENT DE GROS MORNE	88
5. Détermination de l'aléa sismique	93
5.1. Failles significatives retenues	93
5.2. Données préliminaires globales : Définition des séismes de référence	94
5.3. Paramètres sismologiques des failles	96
1. Lois fréquence-magnitude	96
2. Lois d'atténuation	96
3. Approche suivie pour l'évaluation de l'accélération sismique au rocher	97
4. Résultats	97
5.4. Conclusions	101
6. BIBLIOGRAPHIE	1

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte géomorphologique simplifiée d'Haïti (Source : PPR 16/6- PNUD 2012)	8
Figure 2 : Carte géologique d'Haïti au 1/250 000e. La zone d'étude est encadrée en rouge.	9
Figure 3 : Situation générale de la plaque des Caraïbes dans le cadre de la tectonique actuelle des plaques (Source : http://svtestaing.over-blog.com/article-le-modele-actuel-de-la-tectonique-des-plaques-96055918.html)	9
Figure 4 : Géodynamique actuel de l'arc Caraïbes (Source : d'après Stephan et al., 1985, Taboada et al., 1999 ; Feuillet, 2000)	10
Figure 5 : Situation de Haïti dans le contexte tectonique actuel de l'arc Caraïbes (d'après Stephan et al., 1985 ; Taboada et al., 1999 ; Feuillet, 2000 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2012) : Principales failles actives (Coupe géologique sub-méridienne depuis la Presqu'île du Sud d'Haïti jusqu'au Golfe de Gonâve, d'après la « Synthèse géologique de la République d'Haïti » - BRGM 1988) et activité sismique associée (carte de sismicité historique de l'île de l'Hispaniola d'après Eric Calais, 2002).	11
Figure 6 : Carte de la sismicité d'Haïti depuis 1973 (Source : USGS)	12
Figure 7 : En haut : Carte de la sismicité historique de l'Hispaniola (Source : Bakun et al., 2012) ;	20
Figure 8 : Carte de la sismicité instrumentale de la région Caraïbe et de l'île de l'Hispaniola (encadré vert) depuis 1973 (Source : USGS)	21
Figure 10 : Localisation des zones de rupture historique et indications (flèches rouges) des vitesses de glissement des failles actives déduites des mesures géodésiques (d'après Calais et al., 2010 et le site http://web.ics.purdue.edu/~ecalais/haiti/context/)	23
Figure 11 : Plaques Nord-américaine et des Caraïbes, ainsi que les failles principales correspondantes.	24
Figure 12 : Carte sismotectonique de l'Hispaniola (d'après Bertil et al., 2015).	25
Figure 13 : Carte bathymétrique et interprétation tectonique le long de la zone de failles Septentrionale, branche occidentale ZFSO (D'après Leroy et al. (2015) et Corbeau (2016)).	27
Figure 14 : Décalages de structures morphologiques sous-marines par la ZFS, visibles sur la carte bathymétrique haute résolution (Leroy et al., 21015))).	27
Figure 15 : Bloc diagramme schématique montrant la répartition des déformations au nord-est d'Hispaniola (Dolan et al., 1998 et Platt, 1993).	28
Figure 16 : Les trois unités structurales principales de la cordillère centrale (extrait de Escuder Viruete et al., 2008).	29
Figure 17 : Expression morphologique nette des terrasses récifales plio-quadernaires de la frange Nord du littoral de la Presqu'île du Nord-Ouest, mise en évidence successivement à partir de l'analyse des cartes topographiques au 1/50 000 ^e , des imageries SPOT, sur Google Earth et sur une reconstitution MNT au pas de 50 cm reconstitué à partir des imageries LIDAR.	30
Figure 18 : Vue panoramique montrant une succession de paléo-terrasses marines plio-quadernaire qui s'étagent de manière assez régulière en formant un escalier avec des gradins de hauteurs et de largeurs diverses, en bordure du littoral du Mole Saint-Nicolas.	31
Figure 19 : Vue panoramique montrant une paléo-terrasses marines plio-quadernaire, à l'intérieur des terres, au niveau du plateau du Mole Saint-Nicolas.	31
Figure 20 : Image Google Earth, sur laquelle on peut suivre la plupart des terrasses sans discontinuité entre le Bord de Mer de Jean Rabel à l'Est et le Mole saint Nicolas à l'Ouest.	31
Figure 21 : Corrélation des terrasses : 1) secteur de Cote de Fer et du Mole Saint Nicolas ; 2) Presqu'île du Mole et du Mole Saint Nicolas (source : Amilcar H. C., 1997).	32
Figure 22 : Corrélation des terrasses à partir de l'exploitation d'un MNT haute résolution et la simulation d'une remontée progressive du niveau de la mer (transgression) : la submersion des terrasses n'est pas régulière et indique un soulèvement plus important à l'Ouest qu'à l'Est basculement générale des terrasses d'Est en Ouest.	33
Figure 23 : Présence de failles au large de la Presqu'île du Nord-Ouest d'après : (a) Donnelly, 1994 ; (b) Lin et al., 2010 et (c) Leroy et al., 2015.	33
Figure 24 : Reconstitution bathymétrique (50 m résolution) en 3D en bordure du littoral de la Presqu'île du Nord-Ouest (d'après Campagne océanographique HAITI-SIS N/O L'Atalante, Saint Domingue - Port au Prince Fort de France, 2012, 2013).	34
Figure 25 : failles de la marge littorale de Presqu'île du Nord-Ouest, affinée et modifiée d'après les études précédents (Donnelly, 1994 ; Lin et al., 2010 ; Leroy et al., 2015), par la cartographie des failles d'échelles locale (en comparaison avec la faille septentrionale d'échelle régionale et morphologiquement beaucoup plus marquée) et notamment à proximité du littoral.	35
Figure 26 : Extrait des failles géologiques d'après la Carte Géologique de la République d'Haïti, 1/250000e (source Bureau des Mines et de l'Energie (BME)). Noter le nombre très important des failles géologiques (représentées par des lignes rouges) témoignant d'une activité tectonique intense ainsi que la répartition de ces failles sur l'ensemble de la zone d'étude, attestant d'une déformation tectonique diffuse.	37

Figure 27 : Carte Structurale du Massif du Nord d'après l'interprétation stéréoscopique de l'image ALOS-Sharpened Landsat TM (Colin Nash and Associates Pty Ltd, 2009). Noter le nombre de failles néotectoniques (représentées par des lignes en noire) relativement faible par rapport à celui des failles géologiques de la figure précédente.	37
Figure 28 : Pré-cartographie des failles actives de l'ensemble de la zone d'étude (à partir de l'exploitation des études existantes et l'analyse des imageries satellitaires et photographies aériennes) et localisation des principaux sites d'observation de terrain.	38
Figure 30 : Carte du système de failles actives de Morne Basse.	38
Figure 31 : Signature morphologique très nette du système de faille de Morne Basse révélé par un MNT haute définition (1m à 50 cm) en vision 3D (A et B) et en coupes morphologiques (C : 1, 2, 3 et 4).	39
Figure 32 : Vue panoramique d'une portion de l'escarpement de la faille de Morne Basse, qui recoupe les terrasses marines (calcaire récifale- D).	39
Figure 33 : Fractures d'origine sismogravitaire affectant les terrasses marines récifales Plio-quadernaire au niveau de la bordure nord de la pointe de la Presqu'île du Nord-Ouest, à proximité Ouest de l'agglomération du Mole Saint-Nicolas (A ; vue panoramique des terrasses marines depuis le mole saint Nicolas ; B et C : signature morphologique nette de fractures actives sismogravitaire en photographie aérienne et imagerie satellitaires.	40
Figure 34 : relevé cartographique de la faille active de Henne sur le fond topographique au 1/50000 ^e (à gauche) et MNT haute précision - au pas de 50 cm à 1m – (à droite).	41
Figure 35 : Vue panoramique des terrasses marines récifales d'âge quadernaire encadrant la faille de Henne au niveau de son l'extrémité SW.	42
Figure 36 : Bordures des terrasses (topographie), parfaitement alignée a l'axe de la faille : évidences morphologiques à partir de l'analyse topographique (A) et des observations de terrain (B).	42
Figure 37 : Expression morphologique de la faille active de Henne en imagerie LIDAR. Les évidences d'activités sont indiquées par des flèches blanches : Escarpement de de faille affectant un cône de déjection (B et C), situé au SW de Fond Pomme ; Escarpement parfaitement rectiligne et morphologiquement bien nette au passage de la faille parfaitement rectiligne de la faille (D).	43
Figure 38 : Expression morphologique de la faille active de Henne en imagerie LIDAR et sur le terrain qui affecte le lobe d'un méandre récent.	43
Figure 39 : Expression morphologique et cartographie du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche en imagerie LIDAR et fond topographique au 1/50000e.	44
Figure 40 : Expression morphologique nette en imagerie LIDAR et sur le terrain (A, C, D), de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche. L'escarpement bien marqué (A) montre une asymétrie de pente de part et d'autre (coupe B). En effet, la pente Ouest présente une moyenne de 31 ⁰ W et celle de l'Est de seulement 12 ⁰ E, ce qui implique que le plan de faille se situe plutôt à l'ouest de la ligne de crête.	45
Figure 41 : Expression morphologique nette en imagerie LIDAR et sur le terrain (A, B, C, D), de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche, montrant 2 segments en échelon, traversant une dépression quadernaire. L'escarpement est constitué de marnes d'âge Eocène-Miocène qui traversent les dépôts alluviaux quadernaires. Coupes morphologiques de cet escarpement de faille (E, F).	46
Figure 42 : Affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche (A, B) montrant que cet escarpement est constitué de marnes Eo-Miocène intensément plissées qui traversent les dépôts alluviaux Quadernaires (C).	47
Figure 43 : Affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche (A) montrant un plan de faille affectant des calcaires béchiques a silix avec des stries indiquant une cinématique en décrochement senestre (B).	48
Figure 44 : Station microtectonique au niveau d'un affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche montrant deux épisodes tectoniques (2 directions de contraintes différentes). La direction NW-SE (associée aux failles -ROUGE) étant plus récente que la direction NNW-SSE (associée à la schistosité-VERT).	49
Figure 45 : Expression morphologique de la faille active de Piton-Mouri en imagerie LIDAR (B), Satellitaire (C, D, E) et relevé cartographique sur fond topographique au 1/50000 ^e (A).	50
Figure 46 : Expression morphologique de la faille active de Piton-Mouri en imagerie LIDAR et localisation des stations d'observation des évidences d'activité récente de cette structure.	51
Figure 47 : A- Segments Est de la faille principale de Piton Mouri ; B- Nombreuses dépressions d'origine tectonique sont alignés au pied de l'escarpement ; C - Une faille secondaire coupe la topographie d'escarpement principale : un ruisseau est décalé d'environ 85 m (point 5 figure 46). ; D- La faille coupe la topographe (point 2 figure 46). E- L'escarpement de faille présente une hauteur de plus de 40m (point 2 figure 46). Le point est indiqué sur la figure 51 (3).	51
Figure 48 : Faille secondaire qui recoupe la topographie de l'escarpement de la faille principale. 2 cours d'eau décalés par cette faille : le premier d'environ 75m en senestre (point 1) et le second dévié d'environ 85m dextre (point 2).	52
Figure 49 : Un cône de déjection intensément cultivé, se situe sur la trajectoire de cet escarpement vers l'Est (figure 46-6 et figure 49). Le cône de déjection, ne semble pas être affecté par la faille (A). La zone de la faille est marquée par une	

mélange tectonique représenté par des conglomérats moyennement consolidé (C), des microconglomérats bien consolidé et stratifié (D), et des calcaires marneux (E).	53
Figure 49 : Faille inverse déduit à partir de la morphologie d'escarpement, les indices structurales de couches ainsi que le contact géologique. Le site est indiqué sur la figure 46 (1).	54
Figure 51 : Localisation et expression morphologique du système de failles actives de de Morne Fouco – Morne Rampas en imagerie LIDAR (B), Satellitaire (C, D) et relevé cartographique sur fond topographique au 1/50000 ^e (A).	55
Figure 52 : Signature morphologique nette du système de faille de Morne Fouco – Morne Rampas vue à partir du Horst du Riche Monde.	56
Figure 53 : Signature morphologique nette du segment de faille de Morne Rampas aussi bien sur le terrain qu'en imagerie satellitaire (vue google 3D).	56
Figure 54 : Signature morphologique nette de la partie Est segment de faille de Morne Rampas sur le terrain (A ; les flèches indiquent le passage de la faille) et déviation du cours de la rivière Moustique dans le sens senestre a son passage (B).	57
Figure 55 : Affleurement de la zone de faille au niveau de la vallée de la rivière Moustique, indiquant 2 failles inverses de pendages opposés (A). Les marnes prises en étaux entre ces deux failles sont intensément déformées et présentent des plis de direction Est-Ouest ainsi que de nombreuses failles secondaires (B).	57
Figure 56 : Affleurement de la zone de faille, indiquant une faille chevauchante en duplex le long d'un plan d'environ 30° vers le Sud. Le mouvement est en générale oblique (B, C).	58
Figure 57 : La partie centrale du segment de Morne Rampas. Ce segment est morphologiquement bien marqué en imageries satellitaire (A- vue sous Google). L'analyse microtectonique des stations (B) et (C), situées sur l'axe de ce segment de faille, indique une compression NNE et extension NW aussi bien à partir de l'analyse des schistosités (en vert) que des failles (en rouge).	59
Figure 58 : Des formations d'âge Quaternaires sont affectées par des failles secondaires situées dans le prolongement su des segments secondaires de la faille dans la partie centrale de la faille Morne Rampas, ont été observés. Ceci atteste de l'activité récente de cette structure.	60
Figure 59 : Expression morphologique et cartographie du système de faille de Bassin Bleu-Gros Morne sur fond topographique (A), image LIDAR (B) et sur MNT (C, D) Les différentes stations d'observation le long de cette structure sont de 6 (indiqués par des triangles jaunes et des chiffres-A).	61
Figure 60 : Expression morphologique du segment de faille de Bassin Bleu sur le terrain (flèches blanches) qui délimite à l'Est, la dépression/bassin de Gros Morne.	62
Figure 61 : Expression morphologique du secteur Nord du segment de faille de Bassin Bleu sur le terrain (flèches blanches). Ce site correspond au site 1 indiqué sur la figure 59-A.	62
Figure 61 : Expression morphologique du secteur central du segment de faille de Bassin Bleu en imagerie satellitaires/Google3D (A) et sur le terrain (B et C)-(flèches blanches). Ces sites (B et C) correspond respectivement aux sites 2 et 3 indiqués sur la figure 59-A.	63
Figure 63 : Expression morphologique du secteur Nord du segment de faille de Gros Morne (flèches blanches), en imagerie LIDAR 3D (A) et sur le terrain (B, qui correspond au site 4 indiqué sur la figure 59-A). Coupure de couches sédimentaire de terrasse Quaternaire de la rivière Blanche (C). Présence de lits sédimentaires marqués et perturbés par des secousses sismiques (D).	64
Figure 64 : Expression morphologique du segment de faille de Gros Morne (flèches blanches), en imagerie satellitaires/Google3D (A) et sur le terrain (B, C et D). Les sites B et C correspondent respectivement aux site 5 et 6 indiqué sur la figure 59-A).	64
Figure 65 : Expression morphologique et cartographie du système de faille de Champineau-Decossiere sur imagerie LIDAR (A), MNT (B, C) et fond topographique (D). Extrait de la carte géologique au 1/125000 ^e du système de faille (E). Cette structure se présente sous forme d'un sigmoïde allongé selon une direction générale NW-SE est très segmentés. On y distingue deux segments majeurs : 1 segment Ouest (1- B) et 1 segment Est (2-B).	66
Figure 66 : Expression morphologique du système de faille de Champineau-Decossiere (en imagerie LIDAR (A) et sur le terrain (B et C), qui recoupe la topographie (relief), le long d'escarpement de hauteur pluri-métriques.	67
Figure 67 : Expression morphologique du système de faille de Champineau-Decossiere (indiqué par des flèches blanches) sur le terrain. Cette structure met en contact mécanique, les formation volcano-sédimentaires Eocène (2) avec des formations sédimentaires fluviales Quaternaire au piedmont (1).	67
Figure 68 : Expression morphologique d'un segment du système de faille de Champineau-Decossiere (en imagerie LIDAR (A) et sur le terrain (B). Le long de cet escarpement on y distingue : (C) un pli frontal, indiquant une cinématique inverse a chevauchante de cette structure. ; (D) une incision importante indiquant le soulèvement du compartiment Nord et (E) une zone de cisaillement de direction N 105° E et de pendage 64° N.	68
Figure 69 : duplication de certaines séries géologiques au travers d'une série d'écaillés au front de ce système de faille, confirme une tectonique chevauchante : (1)-basaltes, (2)-calcaires marneux, (3)-calcaires.	68
Figure 70 : Formation calcaires, d'âge Eocène chevauchant des roches métamorphiques noirâtres (B, c et D), située au niveau du passage (indiqué par la flèche blanche-A) du système de faille de Champineau-Decossiere.	69
Figure 71 : Zone du passage d'un segment du système de faille de Champineau-Decossiere (indiqué en rouge) ou l'on observe des formations calcaires a fort pendage et d'âge Eocène chevauchant des calcaires marneux plus récent.	69

Figure 72 : Failles normales secondaires (d'extrados).	70
Figure 73 : Expression morphologique et cartographie des deux systèmes de failles de Grand Savane et Mont Bayard sur MNT LIDAR (A), imagerie LIDAR (B), et fond topographique (C).	71
Figure 74 : Expression morphologique de la zone de la faille de Grand Savane (flèches rouges) sur le terrain marquant le contact entre les formations Eocène qui constituent les reliefs et la dépression Quaternaire (plaine alluviale). Noter la rupture de pente brusque entre ces 2 entités. On y distingue également une faille normal secondaire localisée (flèches blancs).	72
Figure 75 : Cônes de déjections alignés le long de la faille de Grand Savane.	72
Figure 76 : Facettes triangulaires le long de la faille de Grand Savane. Celles-ci peuvent être interprétées en une cinématique normale. Cette morphologie est apparente, car elle est d'origine structurale et non tectonique. En effet, pendage des couches conforme à la pente. Le pendage série volcan-génique est indiqué en line blanche (A), il est parallèle au pendage de l'escarpement.	73
Figure 77 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant 3 formations d'âge Paléocène - Eocène : basaltes (C), brèches (D) et calcaires (E).	73
Figure 78 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant une inflexion de la pente indique une cinématique de faille inverse (A). Une schistosité au niveau des brèches $S_0 N \sim 000^\circ$ et de pendage $50^\circ SW$ (C) et un plan de faille de direction $N130^\circ E$, de pendage 58° vers le NE ; de pitch $45^\circ E$ a cinématique Inverse-décrochant senestre (E).	74
Figure 79 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant une zone de faille marqué par un niveau de roches broyées, altérées bien teintées et cisailées. A ce niveau, la faille présente un pendage vers le Nord concordant avec une cinématique générale inverse.	75
Figure 79 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant un autre plan de faille a cinématique inverse/chevauchante. Le plan de faille se situe entre des roches volcanogéniques seines (1) et les mêmes roches volcanogéniques mais plus altérées (1') et donc plus récentes. Cette faille affecte les couches inférieurs des sédiments fluviaux Quaternaires (2)	75
Figure 81 : Expression morphologique et cartographie du système de failles de Motobant sur MNT LIDAR (B), imagerie Google 3D, fond topographique (A) et extrait de carte géologique (C).	76
Figure 82 : Expression morphologique et cartographie du système de failles de Motobant (flèches blanches) en imageries LIDAR (A) et Google 3D (B, C). La faille dévie un cours d'eau d'environ 400 m dans le sens senestre (B). Le contact en faille chevauchant entre les roches Eocène et Crétacé sup est nettement marqué (C).	77
Figure 83 : Expression morphologique MNT LIDAR (B) et cartographie du la structure sismogravitare de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion - Morne Anglais sur fond topographique (A). Les principaux sites d'observations de terrain le long de cette structure sont indiqués par les chiffres 1 à 4 (B).	78
Figure 84 : Expression morphologique de la structure sismogravitare de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion - Morne Anglais en imagerie satellitaires Google 3D (A) et sur le terrain (B et C).	79
Figure 85 : Evidences de failles inverses au niveau du site 3, situé dans la partie centrale et au pied de la structure sismogravitare de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.	80
Figure 86 : Evidences de failles inverses au niveau du site 2, situé dans la partie centrale et au pied de la structure sismogravitare de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.	80
Figure 87 : Evidences de failles inverses au niveau du site 1, situé dans la partie Est et au pied de la structure sismogravitare de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.	81
Figure 88 : Affleurement d'argiles sableuses au niveau dans la rive gauche de la rivière Jean-Rabel, au pied de l'escarpement du système de Jean-Rabel - Morne Anglais au-dessus des brèches calcaires.	81
Figure 89 : Intersection de la vallée de Jean Rabel avec système de Jean-Rabel - Morne Anglais (site 4-figure 83) : Nombreux contacts entre brèches calcaires (1) et argiles sableuses (2) ont été observés dans la vallée de Jean-Rabel (A, B, C). Certains contacts sont en failles rectilignes (C). Les blocs calcaires qui constituent les brèches contiennent de fossiles d'origine récifale ou néritique. Des gros glissements en masse ont été identifiés à ce niveau de part et d'autre de la vallée.	82
Figure 90 : Blocs de taille pluri-métriques situés à des longues distances au pied de l'escarpement de la faille Morne Tapion - Morne Anglais. Ces blocs sont probablement associés à une sollicitation sismique.	83
Figure 91 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » d'échelle locale de la Presqu'île du Nord-Ouest et structures sismo-gravitaires associés : failles normales en violet (2) et ceinture d'instabilités de pentes (5).	84
Figure 92 : Expression morphologique et cartographie du système de failles normales actives du Horst de Richmond sur imagerie et MNT LIDAR (A et B), imagerie Google 3D (C, F, G) et fond topographique (D) et coupe morpho-tectonique interprétative (E).	85
Figure 93 : Le système de failles normales actives du Horst de Richmond affecte principalement les calcaires Eocène (?). Un plan de faille de direction $N005^\circ E$ affecte en effet ces calcaires (A, B). Des marnes, probablement Miocène sup à Pléistocène, affleurent au niveau de la partie sommitale de l'escarpement, à proximité de la faille normale délimitant au Sud le Horst de Richmond (non indique sur la carte 1/25000 ^e). Le plan principal de cette faille (D, F, G) affleure au niveau	

de la vallée de la rivière Les Trois Rivières. Ce plan de direction N85°E et de pendage de 70°N indique une cinématique pratiquement normale pure (H).	86
Figure 94 : La faille normale délimitant au Nord le système de failles normales actives du Horst de Richmond, se caractérise par la présence de nombreuses vallées perchées (A, B, C) témoignant de l'activité récente de cette faille. L'escarpement de faille normale délimitant au Sud ce Horst est également très bien marquée morphologiquement (E, F).	87
Figure 95 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » et « offshore » d'échelle locale aussi bien que régionale affectant la Presqu'île du Nord-Ouest.	88
Figure 95 : Carte de synthèse des différentes failles actives « offshore » de la Presqu'île du Nord-Ouest et évaluation de la magnitude maximale selon Wells and Coppersmith (1994) et Coppersmith (1991).	89
Figure 97 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » d'échelle locale affectant la Presqu'île du Nord-Ouest et évaluation de la magnitude maximale selon Wells and Coppersmith (1994) et Coppersmith (1991).	89
Figure 1 : Localisation des failles actives retenues pour l'évaluation de l'aléa sismique du département du Nord-Ouest et l'arrondissement de gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite.	93
Figure 2 : Relation entre longueur de rupture et magnitude (Wells and Coppersmith, 1994).	94
Figure 3 : Spectre d'accélération calculée par ces différentes lois ; Exemple de la faille Septentrionale (scénario de rupture des 2 segments, Mmax =7.9, distance 5km) par les lois de Abrahamson-Silva, Boore-Atkinson, Campbell-Bozorgnia, Chiou-Youngs (en haut) et la valeur moyenne avec sigmas (en bas).	96
Figure 4 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour les scénarii : A - d'un séisme Mw 7.9 inverse sur la faille Nord Hispaniola ; B- d'un séisme Mw 7.7 décrochant sur le segment Ouest de la faille septentrionale ; C- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Nord de la presqu'île du NW ; D- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Sud de la presqu'île du NW	98
Figure 5 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour le scénario d'un séisme Mw 7.5 inverse sur le chevauchement de la cordillère centrale.	99
Figure 6 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher en intégrant les 4 failles Nord Hispaniola, Septentrionale, Sud de la presqu'île du NW et Sud de la presqu'île du NW.	99
Figure 7 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour les scénarii : A - d'un séisme Mw 7.9 inverse sur la faille Nord Hispaniola ; B- d'un séisme Mw 7.7 décrochant sur le segment Ouest de la faille septentrionale ; C- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Nord de la presqu'île du NW ; D- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Sud de la presqu'île du NW	100
Figure 8 : carte du macrozonage sismique (répartition de l'accélération sismique au rocher) d'après Frankel et al., 2010.	101

Acronymes et Abréviations utilisés

ACDED	Action pour le Développement Durable
ACTED	Agence d'Aide à la Coopération Technique Et au Développement
AEP	Alimentation en Eau Potable
BME	Bureau des Mines et de l'Energie
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières (France)
CIAT	Comité Interministériel d'Aménagement du Territoire
CNIGS	Centre National de l'Information Géo-Spatiale
CNSA	Coordination Nationale de la Sécurité Alimentaire
DINEPA	Direction Nationale d'Eau Potable et Assainissement
ETP	Evapo-Transpiration Potentielle
EVI	Enhanced Vegetation Index (Indice de végétation amélioré)
FIC	Frères de l'Instruction Chrétienne
IGN	Institut Géographique National (France)
IHSI	Institut Haïtien de Statistique et d'Informatique
MARNDR	Ministère de l'Agriculture, des Ressources Naturelles et du Développement Rural
MDE	Ministère de l'Environnement
MEF	Ministère de l'Economie et des Finances
MICT	Ministère de l'Intérieur et des Collectivités Territoriales
MNT	Modèle Numérique de Terrain
MPCE	Ministère de la Planification et de la Coopération Externe
MTPTC	Ministère des Travaux Publics, Transports et Communications
NASA	Administration Nationale de l'Aeronautique et de l'Espace (USA)
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
OXFAM	Oxford Committee for Famine Relief
PPCR	Programme Pilote pour la Résilience Climatique
SIG	Système d'Information Géographique
SPI	Standardized Precipitation Index
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission (MNT)
TDR	Termes de Références
UTE	Unité Technique d'Exécution
UTS	Unité Technique de Sismologie au BME
UTSIG	Unité de Télédétection et de Système d'Information Géographique

1. OBJETS DE L'ETUDE ET DU PRESENT RAPPORT

1.1. CONTEXTE DE LA MISSION

Le territoire haïtien est fortement soumis aux risques naturels que sont les cyclones, les inondations, les mouvements de terrain, les séismes les tsunamis et les submersions marines. Les événements passés et récents l'ont montré, de façon parfois douloureuse.

Sur le plan sismique, le séisme du 12 janvier 2010 est venu rappeler de façon dramatique et brutale la menace trop longtemps sous-estimée, de la forte exposition du territoire d'Haïti au risque sismique. Les dégâts considérables observés et le nombre très élevé de victimes sont liés à la conjonction de deux facteurs : la puissance du séisme au niveau du segment de faille qui a rompu et la forte vulnérabilité des bâtiments exposés. Mais, viennent aussi s'ajouter des facteurs aggravants liés à la nature même des sols et du sous-sol qui amplifient le potentiel destructeur du séisme sur certains sites avec localement des concentrations de dommages importants.

Afin d'éviter que le développement ne fasse qu'accroître la vulnérabilité et, donc, les dégâts à chaque catastrophe naturelle et que tout soit à refaire, il est fondamental de bien cerner les risques et d'établir des règles de construction et de développement selon une logique qui tienne compte de la connaissance des risques naturels ainsi que des enjeux socio-économiques et environnementaux présents et des projets de développement futurs.

L'un des principaux défis en termes d'intégration de la réduction des risques dans l'aménagement du territoire et la planification urbaine en Haïti est le manque de connaissance des facteurs de causalités des risques et des moyens de prévention et d'atténuations des risques. Pour cela, l'identification, la qualification et la cartographie des phénomènes naturels à risque est un préalable indispensable pour la réduction des risques et le renforcement de la résilience en Haïti.

L'objectif principal de cette étude est de produire une cartographie précise de l'aléa sismique locale, qui servira à l'élaboration de la cartographie multirisque du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite.

1.2. OBJECTIFS DE LA MISSION

La mission comporte les principales composantes suivantes :

- i. Qualification et cartographie de l'aléa sismique**
 - Évaluation et cartographie de l'aléa sismique régional : aléa régional de référence
 - Localisation et caractérisation des sources sismiques

- Zonage sismotectonique
 - Évaluation et cartographie de l'aléa sismique local
- ii. Formation et transfert de compétences à une sélection de cadres institutionnel national**

C'est donc l'objectif de la mission que d'identifier et cartographier les failles actives, d'évaluer leurs potentialités sismogénique et d'élaborer la carte de l'aléa sismique sur le territoire concerné tout en formant une sélection de cadres techniques institutionnels sur la démarche et les techniques déployées.

2. IDENTIFICATION ET RECUEIL DES DONNEES

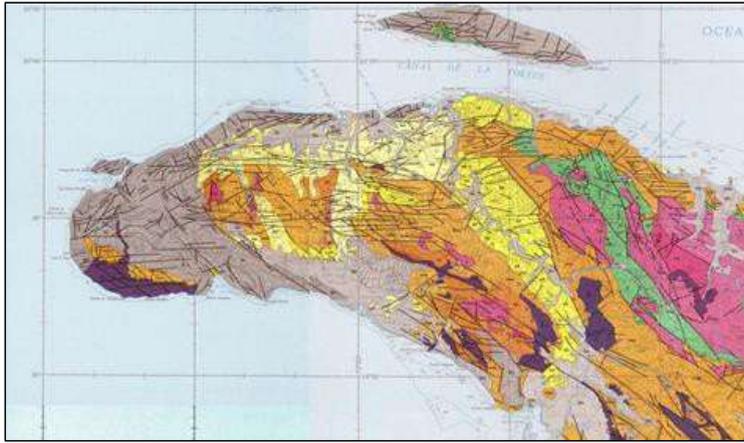
Les données utiles à la cartographie des risques sont nombreuses. Elles concernent aussi bien le passés que le présents, les évènements historiques (manifestations physiques des phénomènes naturels, conséquences en terme de dommages et victimes), que les conditions actuelles du milieu naturel et de son environnement (météorologique, géologique, morphologique, hydrologique, hydraulique, sismotectonique,etc.), ainsi que les composantes de l'occupation humaine (population, habitat, activités, ...etc.). Toutes ces données sont contenues dans les archives, les dossiers, les études et les cartes existantes, les imageries satellitaires, les photographies aériennes, le terrain, les banques de données (numérisées ou non) et la mémoire collective.

Le recueil des informations a été réalisé de la manière la plus complète possible et en remontant à la source et le plus loin possible dans l'histoire. Toutes les données disponibles sur la géologie, l'hydrologie, la géophysique, la géotechnique, la néotectonique, la sismotectonique,, occupation du sol, ainsi que les aspects liés aux aléas et risque naturel (sismique et mouvements de terrain) ont été collectés. Nous avons notamment utilisé les sources d'informations suivantes : les documents des Services techniques de l'Etat, des Services spécialisés dans la protection civile; documents des bureaux d'études ; ouvrages généraux et travaux de recherche ; banques de données ; plans, cartes, photographies et enquête de terrain ; ... etc.

L'ensemble des informations suivantes ont été collecté :

2.1. LES DONNEES D'ORDRE GENERAL :

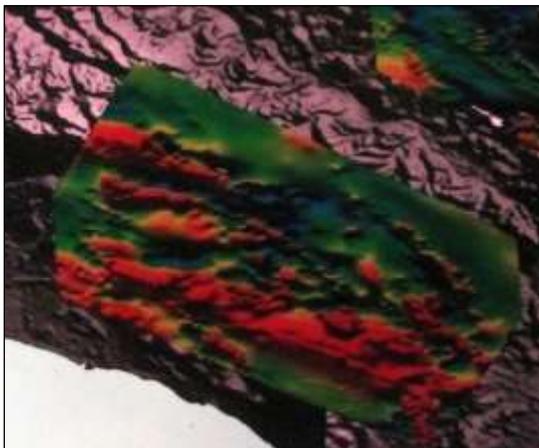
- **Cartes géologiques :**
 - Carte Géologique de la République d'Haiti, 1:250 000 (source Bureau des Mines et de l'Energie (BME))



- Carte Géologique du Massif du Nord, 1:125 000. (source Bureau des Mines et de l'Énergie (BME))



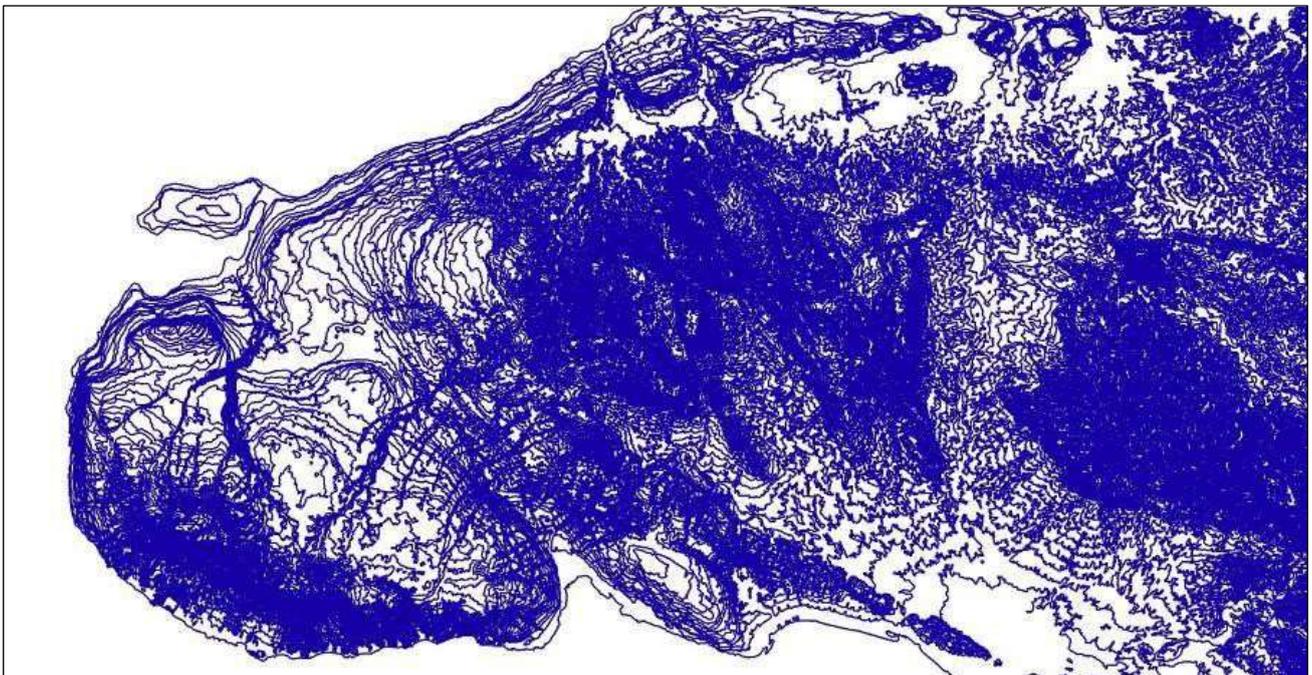
- **Carte d'Intensité totale du Champs Magnétique :**



- **Cartes topographiques :**
 - Carte topographique à 250m résolution (source CNIGS)
 - Carte topographique 1/50 000^e ,



- Courbes de niveau numériques (au pas de 20m) au format SIG (source CNIGS)



- Photographies aériennes , LIDAR et satellitaires (très utile dans l'étude des failles, des mouvements de terrain ainsi que pour la localisation des enjeux, etc) :

- Image satellite Google à résolution 200m, ces images sont importées sous SIG.



- Image satellite ESRI (Environmental Systems Research Institute) à résolution 100m, ces images sont exploitables sous SIG.



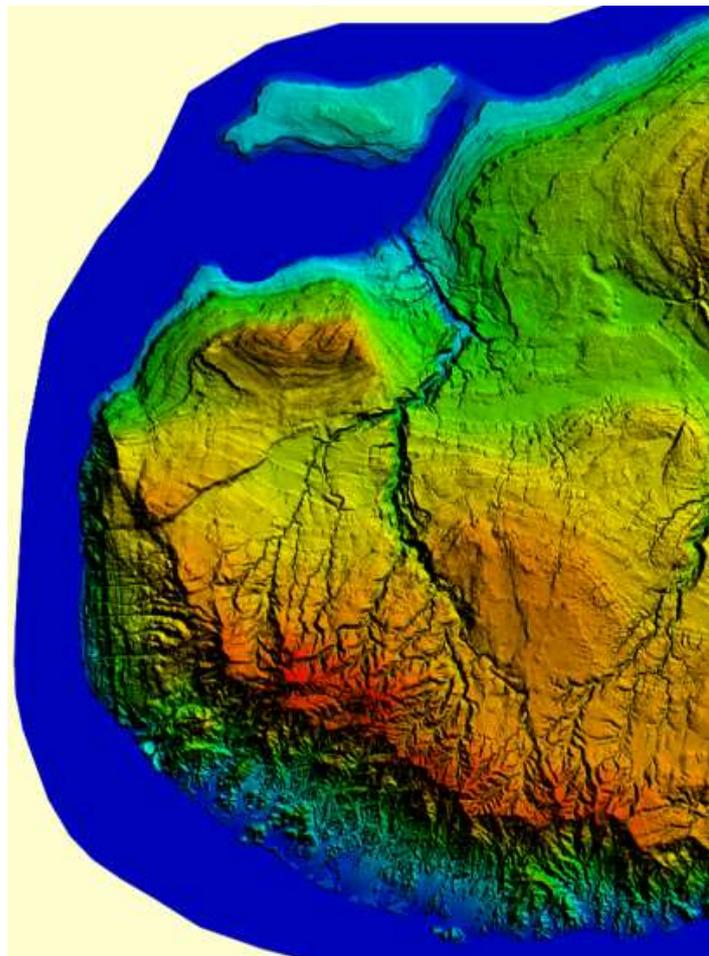
- Image satellite SPOT à résolution 200m (source BME).
- Image satellite SPOT5 et SPOT7 à résolution 1m (source CNES-RO-Haiti).

- Image satellite Landsat TM Composition 742 RGB à résolution 250m (Source ISRI).



- **Photographies LIDAR**
Modèle Numérique de terrain (MNT) :

- Image LIDAR à 1m à 50 cm de résolution (source CNIGS), ces images ont été convertit au format GEOTIFF pour visualisation et exploitation sous SIG.



- Modèle Numérique de terrain (MNT) : à partir des images LIDAR au pas de 50 cm.
- Modèle Numérique de terrain (MNT) a 250m de résolution (source ISRI).



- **Ortho-photos:**



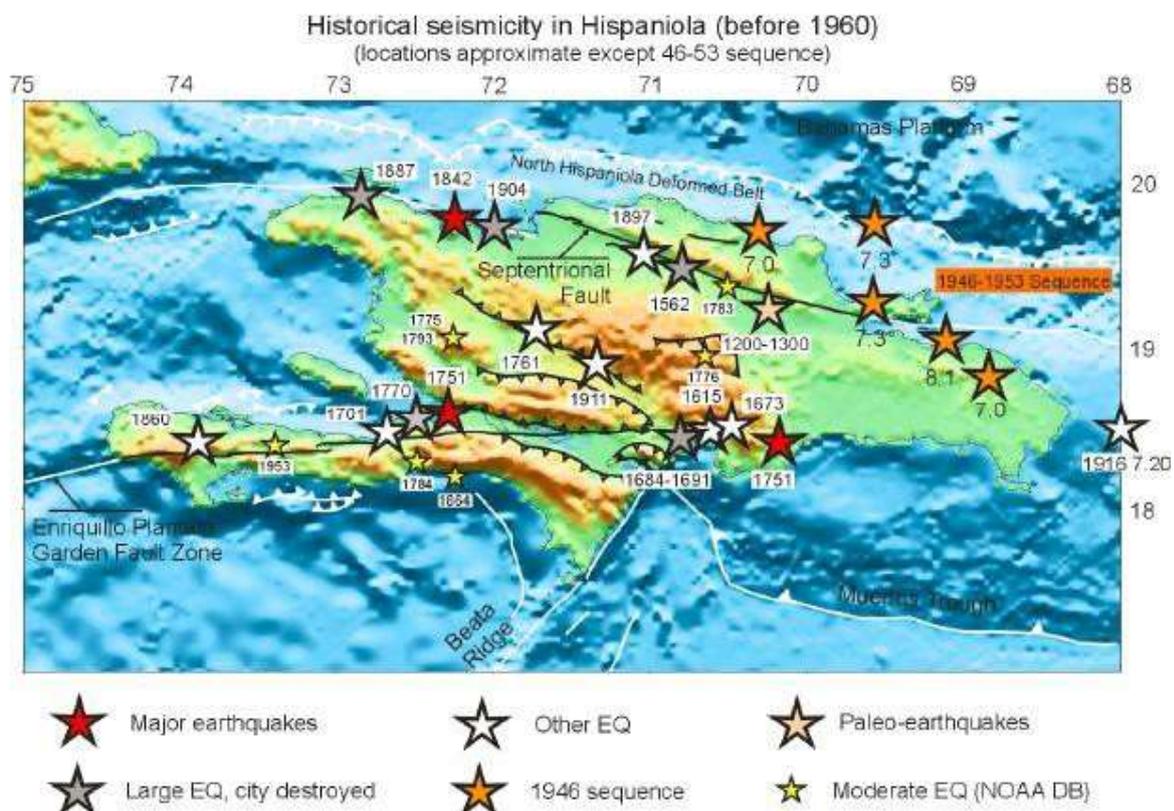
- Ortho-photographie aériennes au pas de 1m (source CNIGS) :
- Ortho-images satellite au pas de 15 mètres (du visible à l'infrarouge thermique), également disponible gratuitement sur le site www.orthocoverage.com;
- Ortho-anaglyphes pour vision et interprétation en relief, également disponible gratuitement sur le site www.orthocoverage.com;

- **BASE CARTOGRAPHIQUE sous SIG :**

- Limites administratives et d'unités diverses (départements, communes, sections communales, bassins versants...)
- Cours d'eau, routes, pistes,
- Fond de plan de 1978 d'après photographies aériennes de 1956
- Etc...

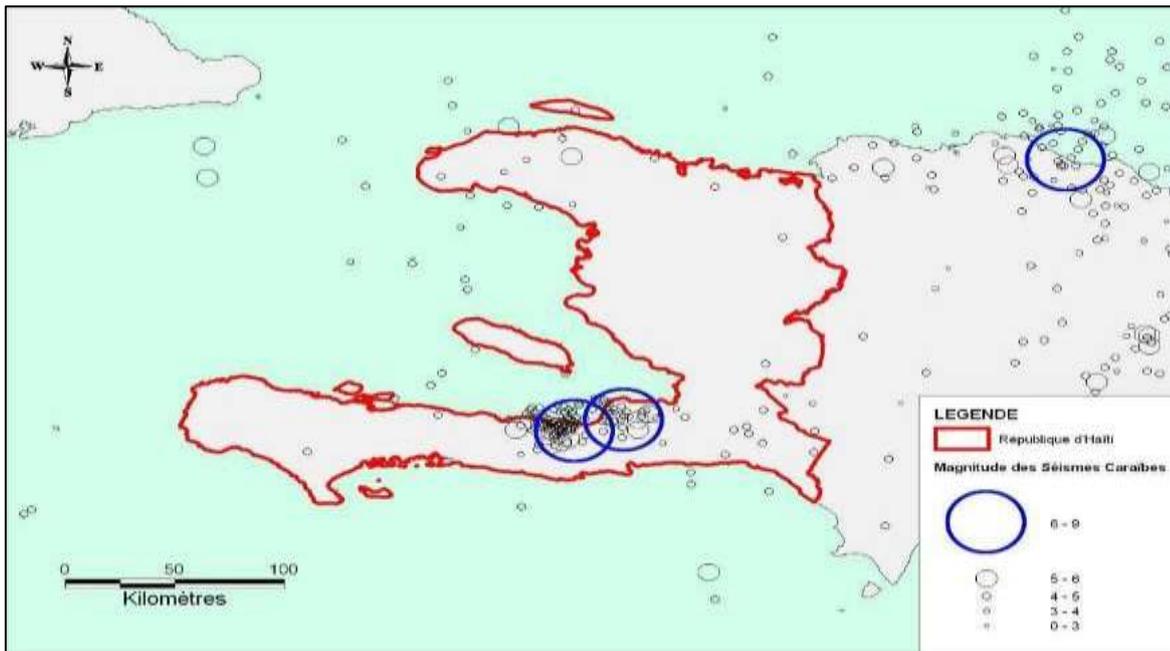
2.2. LES DONNEES SPECIFIQUES AU RISQUE SISMIQUE ET MOUVEMENTS DE MASSES :

- Macrozonage sismique d'Haiti :
- Etudes de microzonage sismique Grand Nord (PNUD-BRGM, 2015) :
- Données de sismicité historique :

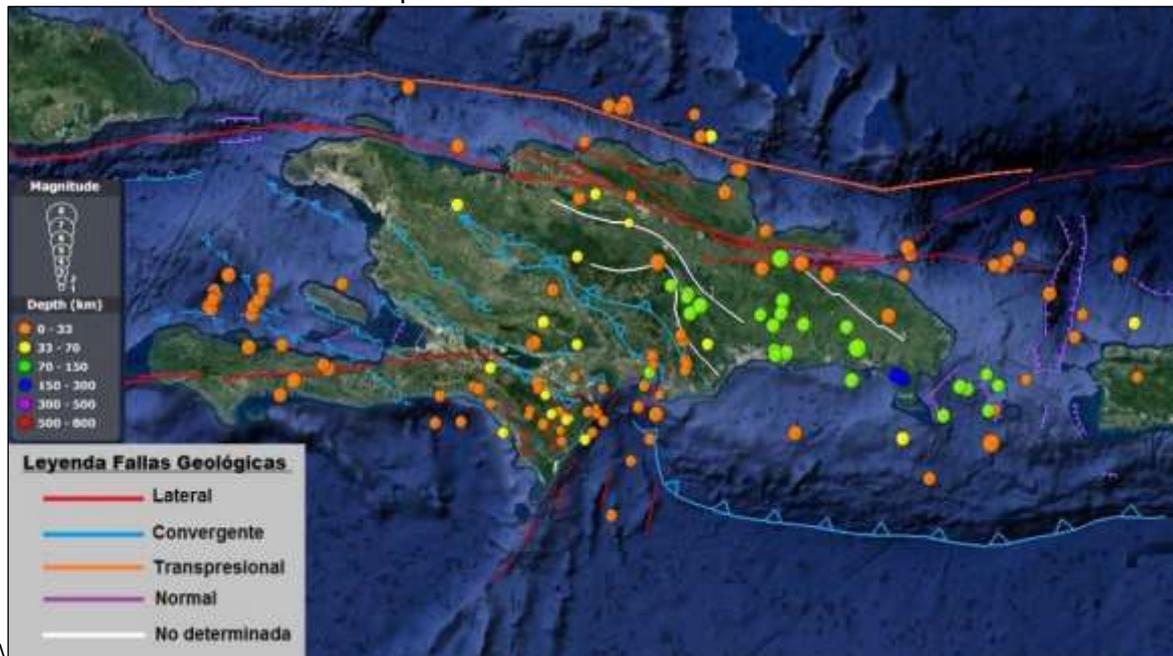


- **Données de sismicité instrumentale.**

- Carte de la sismicité d'Haïti depuis 1973 (Source : USGS);

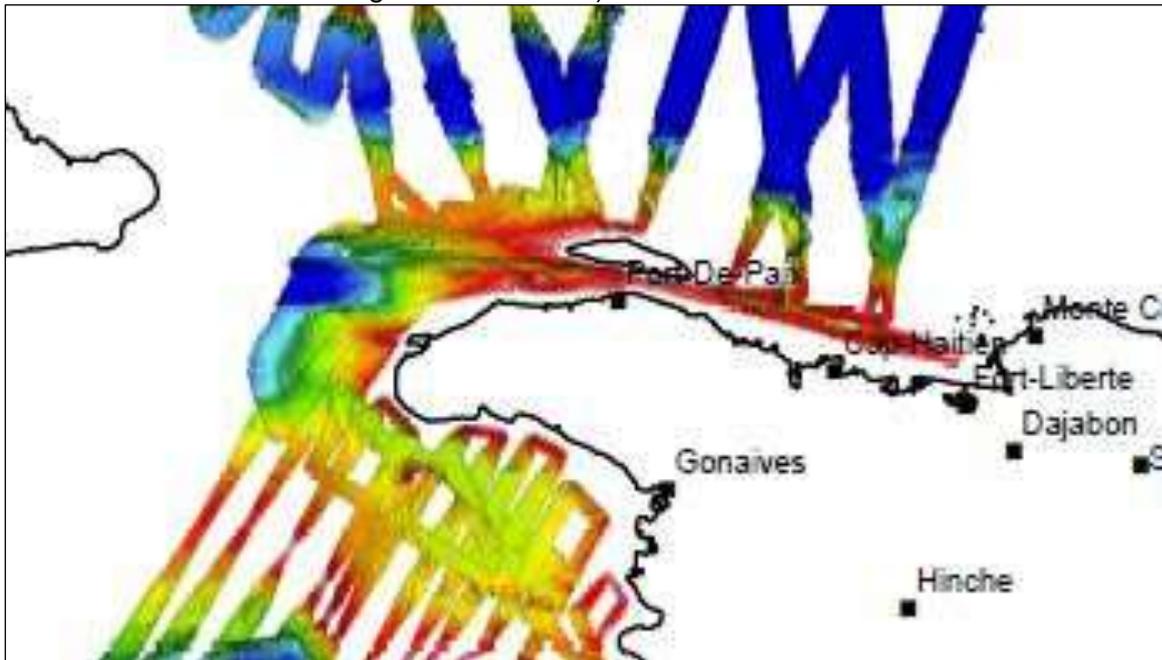


- Carte numérique de la sismicité instrumentale.



- **Données géophysiques :**

- Des images de prospection géophysique en mer (Source Béta-Ingénierie- conseil)



- **Etudes, ouvrages, thèses et publications scientifiques.**

- 2012 : PPRN (Plan de Prévention des Risques Naturels) de Port au Prince - Développement des plans des risques 16/6 – Ref. n°1742333. Client : Nations Unies
- 2013 : Evaluation intégrée des alternatives de développement du bassin versant de l'Artibonite, focalisée sur les usages multiples de l'eau – Ref. n°8410193.
- Client : MARNDR – Bureau de coordination du PIA.
- 2014 – 2015 : Elaboration d'un guide méthodologique pour la prévention des risques naturels et la réduction de la vulnérabilité en Haïti – Ref. n°8410863.
- Client : PNUD
- Fin 2015 et début 2016 : Etude sur les risques naturels dans la boucle Centre- Artibonite et production de cartographie des risques pour les communes de Hinche, Mirebalais, Saut d'Eau, Titanyen et St-Michel-de-l'Attalaye – Ref. n°8410954.
- OXFAM cartes et étude de risques, de la vulnérabilité et des capacités de réponse en Haïti (2002)
- Etudes NATHAT 1 et NATHAT 2 (2010)
- Analyse du contenu des différentes études de prévention des risques naturels et réduction de la vulnérabilité en Haïti – BRGM – CIAT – Avril 2015
- PROJET NATHAT – Analyse multi-menaces :Nathat 1 et 2.
- Bien-Aimé Momplaisir, R. Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du Massif de la Hotte (Presqu'île du Sud d'Haïti): Synthèse structurale des marges de la presqu'île a partir de données sismiques. ThesisUniv. Paris VI (1986).
- Helliott Amilcar, Etude Géologique de l'Oust du Massif de la Hotte (Haiti, Grandes Antilles) dans son cadre terrestre et marin. Implications Geodynamiques. Université Paul Sabatier de Toulouse, 1997.
- Newdeskarl Saint Fleur, Sis,otectonique du système de faille d'Enriquillo

- et du seisme du 12 janvier 2010 (Mw 7.0) en Haiti. Institut de Physique du Globe de Paris. 2014.
- Accounts of Damage from Historical Earthquakes in the Northeastern Caribbean, to Aid in the Determination of their Location and Intensity Magnitudes. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Open-File Report 2011-1133
 - Amilcar Héliot, Etude Géologique de l'Oust du Massif de la Hotte (Haiti, Grandes Antilles) dans son cadre terrestre et marin. Implications Géodynamiques. Université Paul Sabatier de Toulouse, 1997.
 - Bakun, W. H., Flores, C. H. & ten Brink, U. S. Significant Earthquakes on the Enriquillo Fault System, Hispaniola, 1500-2010: Implications for Seismic Hazard Bulletin of the Seismological Society of America 102, 18-30, doi:10.1785/0120110077(2012).
 - Calais, E. et al. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. Nature Geoscience 3, 794-799, doi:10.1038/ngeo992 10.1038/NGEO992 (2010).
 - Benford B., DeMets C. and Calais E. GPS estimates of microplate motions, northern Caribbean: evidence for a Hispaniola microplate and implications for earthquake hazard. Geophys. J. Int. (2012) 191, 481-490.
 - Calais E. and Ercier De Lepinay B. Semiquantitative Modeling of Strain and Kinematics Along the Caribbean/North America Strike-Slip Plate Boundary Zone. Journal of Geophysical Research, vol. 98, no. b5, pages 8293-8308, may 10, 1993
 - Calais E., Symithe S., De Lepinay B. M., Prepetit C. Plate boundary segmentation in the northeastern Caribbean from geodetic measurements and Neogene geological observations. C. R. Geoscience 348 (2016) 42-51
 - Coppersmith, K.J., 1991. Seismic source characterization for engineering seismic hazard analysis, in Proc. 4th International Conference in Seismic Zonation, vol. 1, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California, 3-60
 - Goreau P.D. The Tectonic Evolution of the North-Central Caribbean Plate Margin. These de Doctorat. Massachusetts Institute of Technology. 1983
 - Mann, P., Taylor, F. W., Edwards, R. L. & Ku, T.-L. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. Tectonophysics 246, 1- 69 (1995).
 - Mercier B., Deschamps A., Klingelhoefer F., Mazabraud Y., Delouis B., Clouard V., Hello Y., Crozon J., Marcaillou B., Graindorge D., Vallée M., Perrot J., Bouin M-P., Saurel J-M., Charvis P., St-Louis M. The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. Geophysical research letters, 2011, vol. 38, L22305, doi:10.1029/2011GL049799
 - Mann P., Calais E., Ruegg J-C., DeMets C., Jansma P. E., and Mattioli G. S. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. Tectonics, Vol. 21, no. 6, 1057, doi:10.1029/2001tc001304, 2002
 - Pubellier M., Vila J.-M. and Boisson D. North Caribbean neotectonic events: The Trans-Haitian fault system. Tertiary record of an oblique transcurrent shear zone uplifted in Hispaniola. Tectonophysics, 194 (1991) 217-236 Elsevier Science Publishers B.V.. Amsterdam
 - Saint Fleur Newdeskarl, Sismotectonique du système de faille d'Enriquillo et du seisme du 12 janvier 2010 (Mw 7.0) en Haiti. Institut de Physique du Globe de Paris. 2014.

-
- Slemmons D.B. Determination of Design Earthquake Magnitudes for Microzonation: Proceedings of the Third International Earthquake Microzonation Conference, 1982, Volum I of III, p. 119-130.
 - Wells D.L., Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismol. Soc. Am. 1994.
 - **Catalogue de sismicités historique et instrumentale**
 - Accounts of Damage from Historical Earthquakes in the Northeastern Caribbean, to Aid in the Determination of their Location and Intensity Magnitudes. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Open-File Report 2011-1133
 - Catalogue de sismicités instrumentale 2015-2018 MBU
 - Catalogue de sismicité d'Haïti depuis 1973 (Source : USGS)
 - **Guides et Atlas**
 - Guide Méthodologique National de réduction des risques naturels en zones urbaines en Haïti- ECHO/PNUD- 2015.
 - Guide Méthodologique de cartographie informative multi-risques- PNUD/DFID-2015.
 - Guide PPR risque sismique. La documentation française.
 - ATLAS DES ALEAS :
 - Atlas des menaces naturelles en Haïti – BRGM – CIAT – Octobre 2015
 - Analyse du contenu des différentes études de prévention des risques naturels et réduction de la vulnérabilité en Haïti – BRGM – CIAT – Avril 2015

3. CONTEXTE GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE

3.1. CADRE GÉOLOGIQUE

La zone d'étude se situe dans l'île d'Hispaniola qui appartient à l'arc antillais. Ce dernier, correspond à une chaîne dont le sous-sol est formé d'un socle cristallin enrobé à l'ère secondaire par des couches de sédiments de 2000 à 6000 m et par des colonies coralliennes. Elle se présente sous forme d'une succession de plis de direction générale NW-SE, formant une série de collines (anticlinales) et de vallées (synclinales), disposés en arc et limités, le plus souvent, par des failles et alternant du nord au sud (**Fig. 1**).

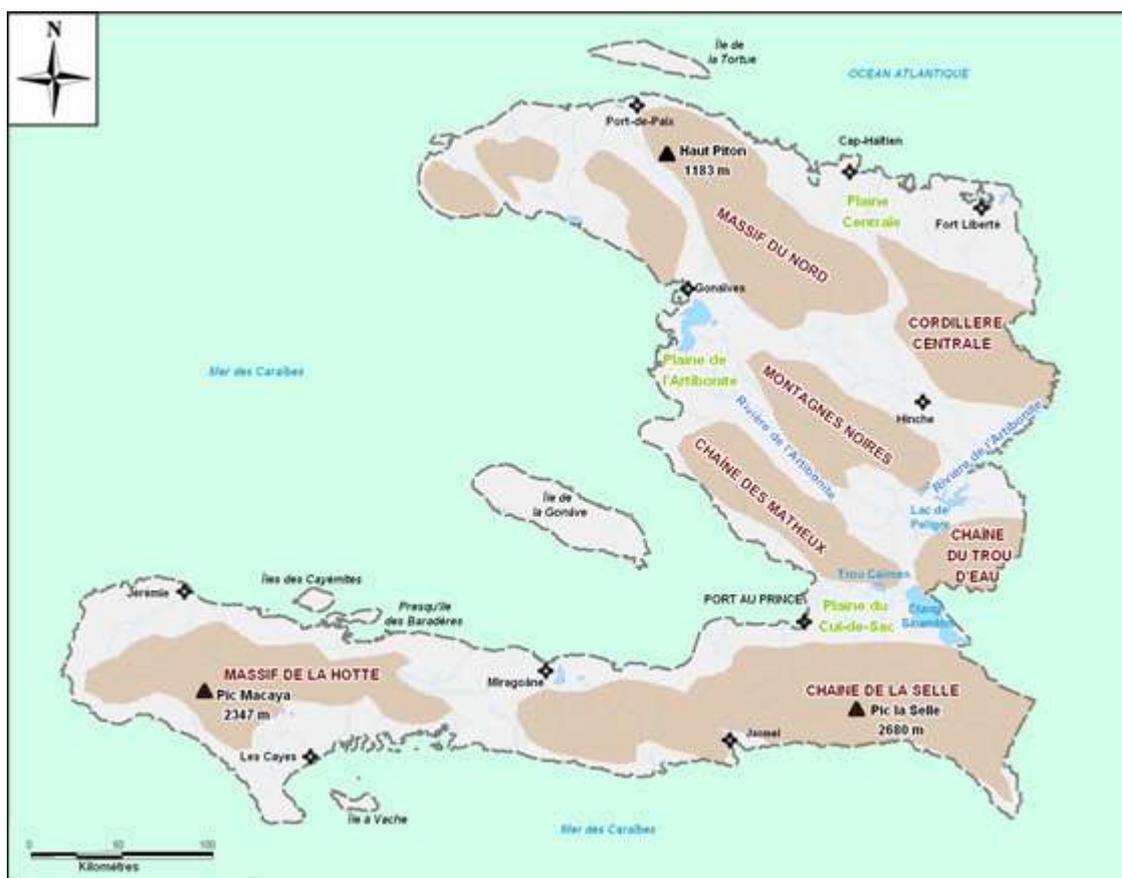


Figure 1 : Carte géomorphologique simplifiée d'Haïti (**Source** : PPR 16/6- PNUD 2012)

Le noyau montagneux de l'île est composé de schistes, de conglomérats et de calcaires anciens, au travers desquels se sont injectées des syénites. Au Nord et au Sud de ce noyau, on trouve de larges dépôts tertiaires, flanqués de calcaires récents et de graviers. La chaîne septentrionale et la chaîne centrale, sont formées de roches métamorphiques, de grès, de conglomérats, de calcaires, de glaises. Dans la zone centrale et occidentale, ces dépôts sont bouleversés et percés de dykes éruptifs, de veines de quartz souvent aurifères. Environ la moitié du sol de l'île est formée d'alluvions anciennes ou récentes, provenant de l'érosion des roches composant les versants environnants. Sur presque tout son pourtour, elle continue de s'accroître par le double travail des polypiers marins et des apports roulés par les torrents et les fleuves. Aussi une grande partie des rivages est occupée par des terrains marécageux situés au niveau de la mer, nommés esterres.

Le système de failles est également accentué au sein des différentes unités tectoniques (BUTTERLIN, 1954). Dans le cas d'Haïti, les failles majeures connues, ont un déplacement décrochant sénestre.

Le département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne constituent pratiquement la Presqu'île du Nord (**fig. 2**).

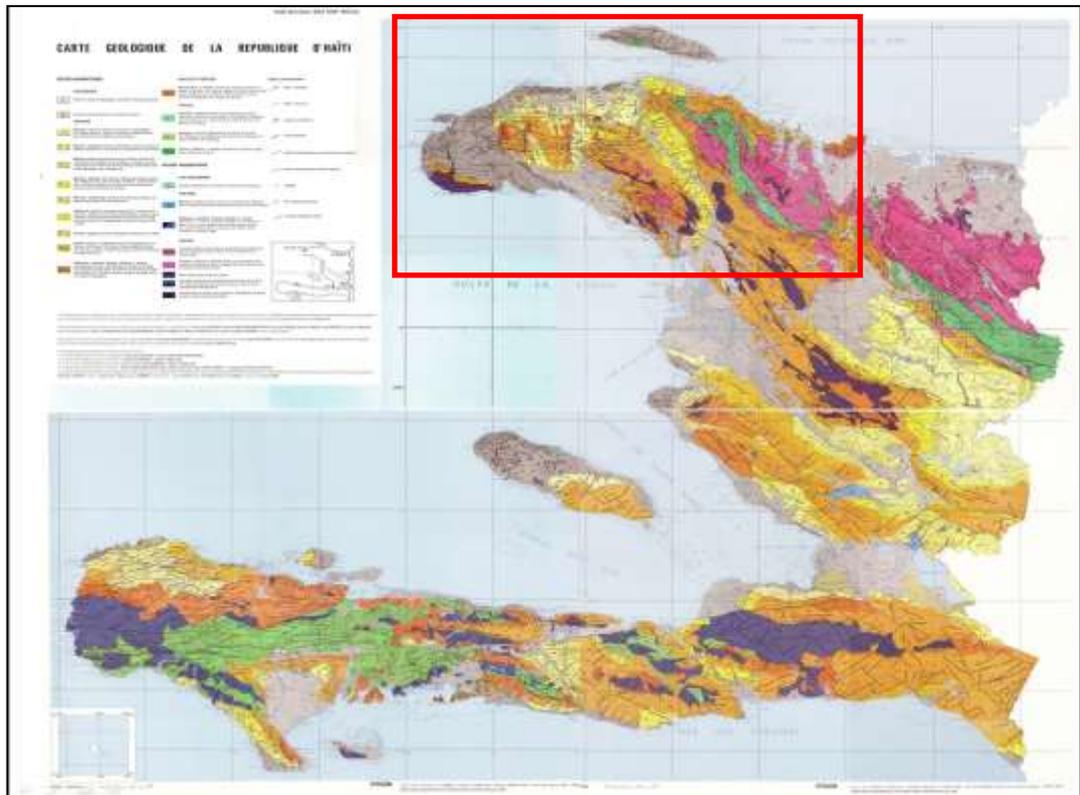


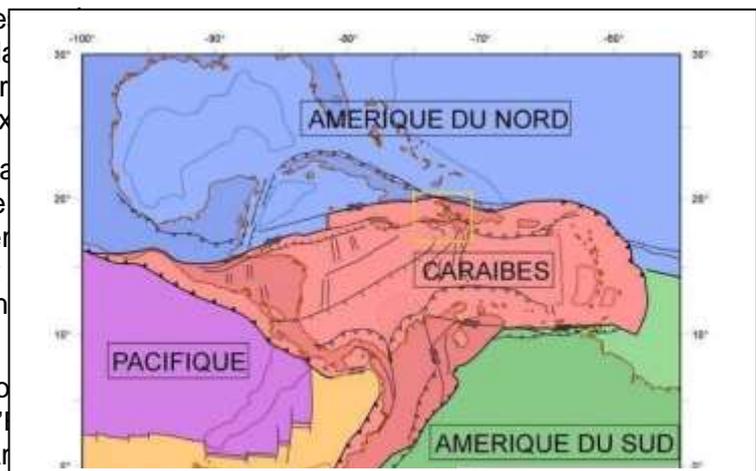
Figure 2 : Carte géologique d'Haïti au 1/250 000e. La zone d'étude est encadrée en rouge.

3.2. CADRE GÉODYNAMIQUE ACTUEL

Haïti appartient à la plaque des Caraïbes et est à la frontière de plusieurs plaques tectoniques (**fig. 3**), se traduisant par une tectonique régionale relativement complexe.

En effet, le contexte tectonique actuel de la région des Caraïbes, est la conséquence de la convergence entre les plaques lithosphériques Nord et Sud-américaines qui convergent dans une direction sub-Nord-Sud depuis 10 millions d'années.

Prise en étau entre ces deux plaques, la plaque Caraïbe est expulsée latéralement vers l'ouest. Ce déplacement latéral est favorisé par la présence de la zone de subduction Est-Caraïbe qui constitue un bord libre (**fig. 4**).



Est dans le cadre de la tectonique actuelle des plaques (Source : <http://svtestaing.over-blog.com/article-le-modele-actuel-de-la-tectonique-des-plaques-96055918.html>)

En effet, cette configuration géodynamique se traduit, par une convergence entre la plaque Caraïbe et le plancher océanique Atlantique (plaques Nord Amérique et Sud Amérique) selon une direction ENE-WSW, à une vitesse d'environ 2 cm/an (DeMes et al. 2000).

Ce déplacement est distribué sur plusieurs structures régionales qui bordent les plaques tectoniques et des microplaques distinctes comme la microplaque de Gonave sur laquelle se situe Haïti. Une

grande partie de cette convergence est absorbée dans la zone de subduction¹ qui marque la frontière entre la plaque Caraïbe et les plaques Amérique (fig. 4).

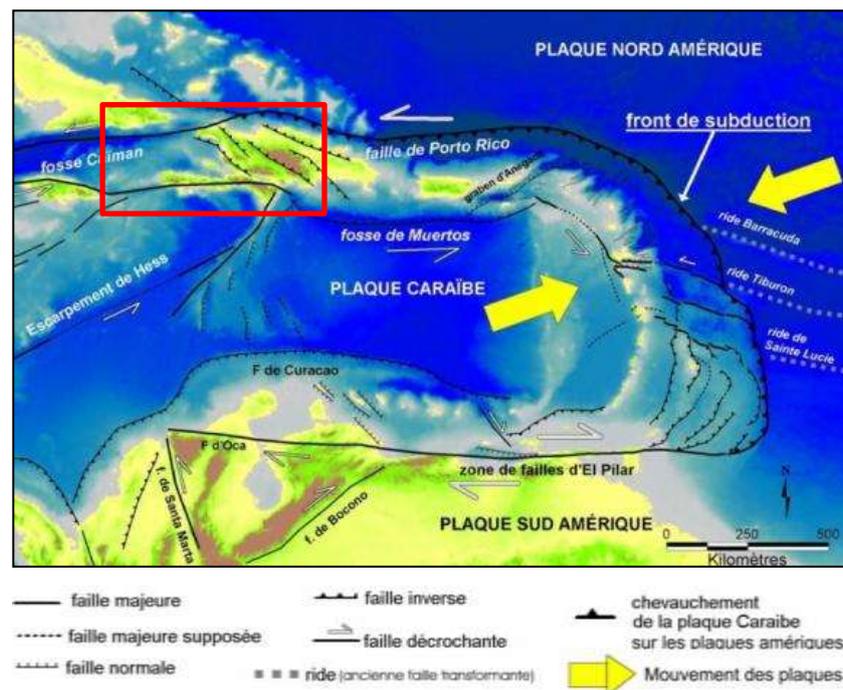


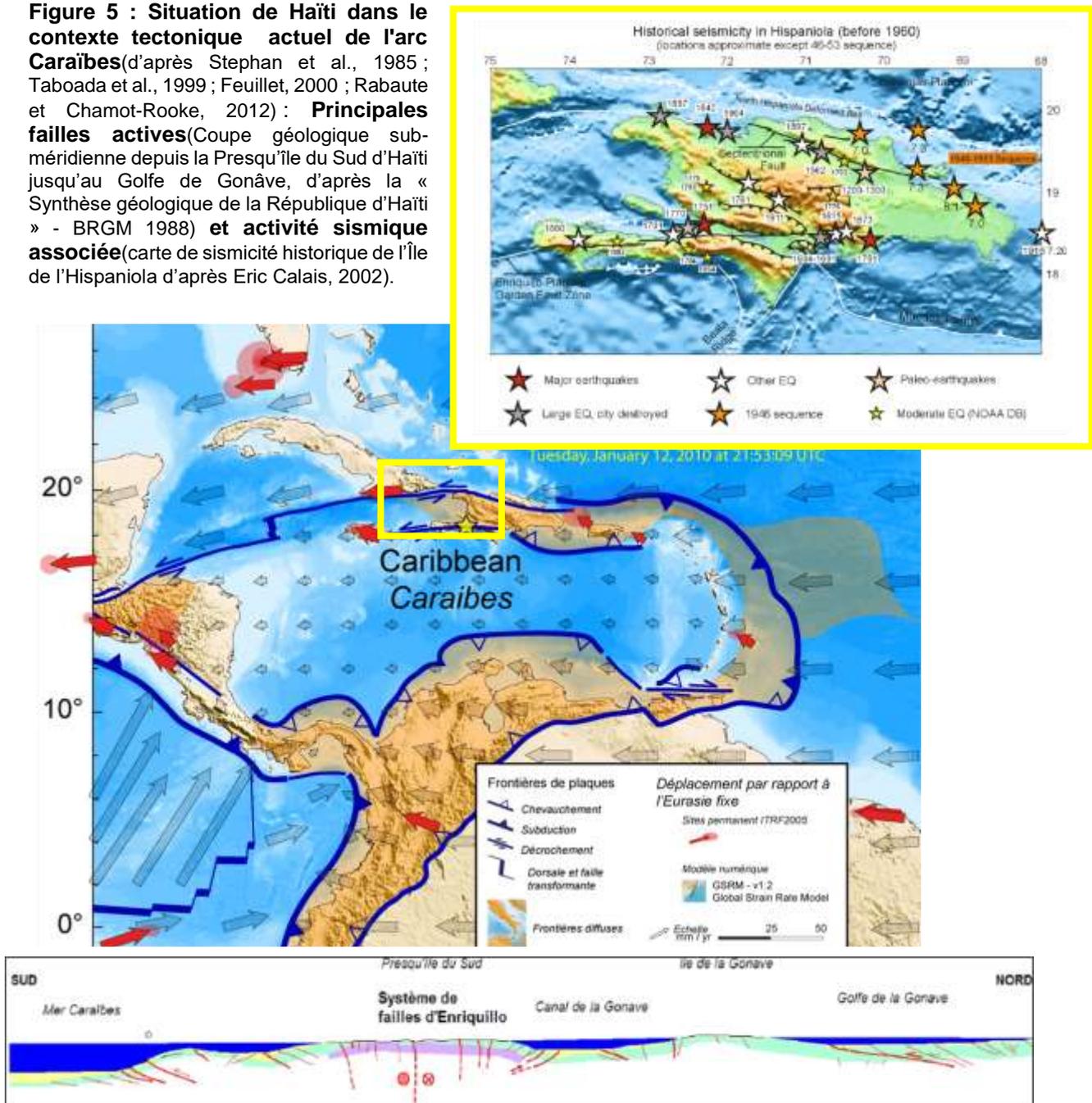
Figure 4 : Géodynamique actuel de l'arc Caraïbes (Source : d'après Stephan et al., 1985, Taboada et al., 1999 ; Feuillet, 2000)

Haïti se situe ainsi, dans une zone tectonique très active, à la frontière de deux plaques tectoniques (Caraïbe et Nord-Américaine), dans une bande de déformation de 250km de large, communément appelée la *Northern Caribbean Plate Boundary Zone* (NCPBZ) (Calais, 1990). Le long de cette zone la plaque Caraïbe coulisse vers l'Est par rapport à la plaque Nord-Américaine à la vitesse d'environ 20 mm/an. Cette collision oblique se traduit par une tectonique transpressif, conduisant à une tectonique de décrochement et de raccourcissement au niveau de l'île de l'Hispaniola (e.g. Mann et al., 2002). Au niveau d'Haïti, ce déplacement s'accommoder donc par du :

- Coulissement/décrochement, le long de deux systèmes de failles actives de direction générale Est-Ouest (fig. 4) :
 - En mer, le long de la côte nord : un système de faille de direction WNW-ESE, inverse-décrochant, qui se prolonge à terre dans la vallée du Cibao en République Dominicaine (9 ± 2 mm/an).
 - À terre, au travers de la presqu'île du sud : un système de failles de direction Est-Ouest à WNW-ESE, décrochant, de près de 250 km de long, allant de Tiburon à Pétion-Ville et se prolongeant en République Dominicaine dans la vallée d'Enriquillo (7 ± 2 mm/an).
- Raccourcissement avec un taux de $5,2 \pm 2$ mm/an d'après les données GPS (Calais, 2002) et qui s'exprime par du plissements (e.g. Pubellier et al., 1991; Amilcar, 1997) et par de nombreux chevauchements et failles inverses mis en évidence à l'occasion de la présente étude (voir chapitres suivants).

¹Enfoncement de la lithosphère atlantique sous l'arc des Petites Antilles.

Figure 5 : Situation de Haïti dans le contexte tectonique actuel de l'arc Caraïbes(d'après Stephan et al., 1985 ; Taboada et al., 1999 ; Feuillet, 2000 ; Rabaute et Chamot-Rooke, 2012) : **Principales failles actives**(Coupe géologique sub-méridienne depuis la Presqu'île du Sud d'Haïti jusqu'au Golfe de Gonâve, d'après la « Synthèse géologique de la République d'Haïti » - BRGM 1988) **et activité sismique associée**(carte de sismicité historique de l'Île de l'Hispaniola d'après Eric Calais, 2002).



Ainsi, la convergence entre les plaques Nord et Sud-américaines, se manifeste au niveau de l'Île de l'Hispaniola par une tectonique actuelle et récente très active.

En effet, actuellement l'ensemble de l'île est soumis à un soulèvement général. Ce soulèvement qui est plus marqué dans le Nord-Ouest de l'Île, est responsable du développement de nombreuses terrasses récifales (Bombardopolis, Baie de Henne, Môle Saint Nicolas, île de la Tortue, île de la Gonave, Baintet, Jacmel, etc.) et de cônes d'épandage alluviaux (Léogane, Archaïe, La Chapelle, plaine de l'Arbre, etc.). Ce soulèvement est également accompagné par un volcanisme fissural à contrôle tectonique (failles Nord-Est Sud-Ouest). Cette tectonique se manifeste également par des failles et plissements particulièrement visibles dans les formations du Pliocène et du Quaternaire ainsi qu'un niveau de sismicité relativement élevé (**fig. 5 et 6**).

Sur l'île d'Hispaniola, on sait que chacun des siècles passés a été marqué par au moins un séisme majeur (sismicité historique) : destruction de Port-au-Prince en 1751 et 1771, destruction de Cap

Haïtien en 1842, séismes de 1887 et 1904 dans le nord du pays avec dégâts majeurs à Port de Paix et au Cap Haïtien, séisme de 1946 dans le nord-est de la République Dominicaine accompagné d'un tsunami dans la région de Nagua. Le dernier séisme majeur est celui du 12 janvier 2010, occasionnant d'importants dégâts dans la ville de Port au Prince, et entraînant la mort de 230 000 personnes.

Il y a eu des séismes majeurs en Haïti, il y aura donc des séismes majeurs dans le futur, à l'échelle de la dizaine ou de la centaine d'années.

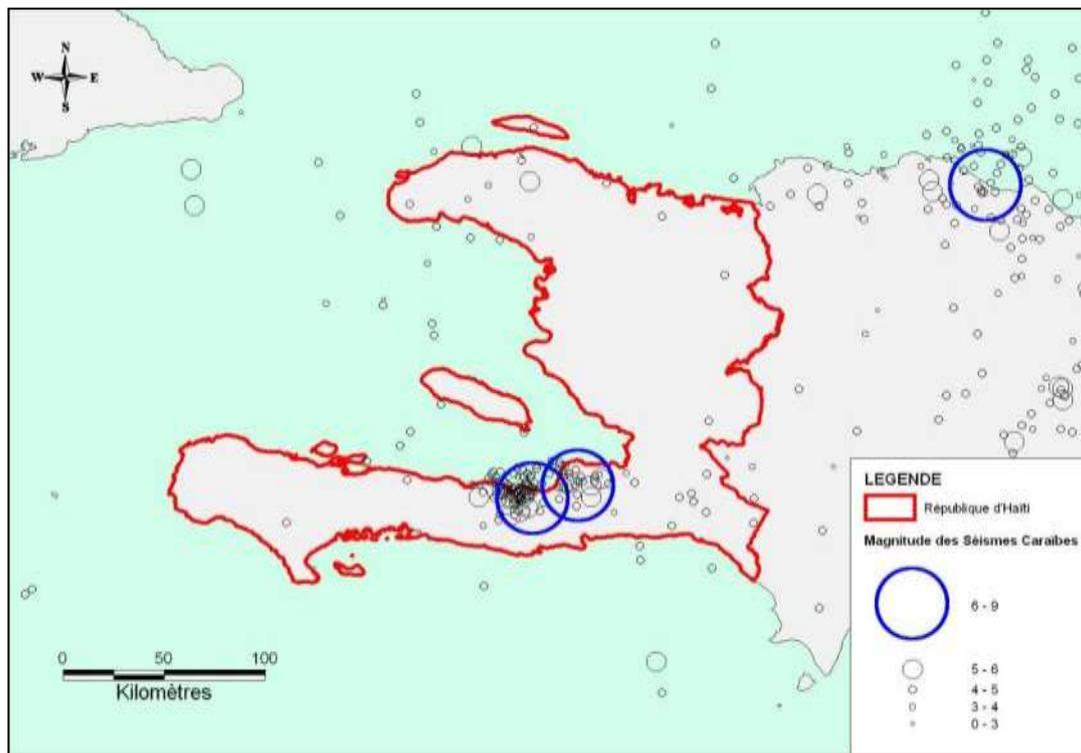


Figure 6 : Carte de la sismicité d'Haïti depuis 1973 (Source : USGS)

Le contexte géomorphologique et structural actuel de la zone d'étude, est marqué par une association de décrochements dont le plus important est celui de la faille septentrionale qui passe immédiatement au large, entre l'île de la Tortue et la côte nord du département du Nord-Ouest et d'un soulèvement général de la presqu'île du Nord durant le quaternaire (Pressensé de terrasses marines d'âge Plio-Quaternaire).

Sur la zone d'étude, plusieurs déformations tectoniques récentes sont détectables aussi bien en photographies aéroportées que sur le terrain (observations réalisées à l'occasion de la présente étude).

4. CARACTÉRISATION DE LA ZONE D'ETUDE VIS-A-VIS DU RISQUE SISMIQUE

4.1. SISMICITE HISTORIQUE ET INSTRUMENTALE

Les catalogues de sismicité comprennent à la fois des informations macrosismiques relatives aux séismes historiques (i.e antérieurs à 1900 et pour lesquels un complément d'investigation est parfois nécessaire) et des données plus précises de la période instrumentale.

Pour prendre en compte toutes les sources sismiques, proches et lointaines, capables de produire sur le territoire du Département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne des niveaux d'**accélération** maximale du sol de **quelques centièmes de g** (ou induire une **intensité macrosismique** supérieure à **V** sur l'échelle de Mercalli modifiée) nous avons considéré un rayon d'environ **100 à 200 km** autour des limites du territoire du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne (département de l'Artibonite).

La sismicité historique d'Haïti a été compilée sous forme de catalogue de séismes à différentes périodes. Les sources principalement citées sont Poey (1857), Tippenhauer (1893), Scherer (1913), Robson (1964), Grases-Jose (1990), Sisfrance-Antilles (2009) et Flores et al. (2011). Les **témoignages** sont globalement **peu nombreux** et leur **interprétation** sous forme d'intensité macrosismique est parfois **contradictoire**.

Les premiers témoignages de tremblement de terre ressenti au Nord d'Haïti et plus en particulier au Cap Haïtien concernent le séisme du 9 Janvier **1701** dans le Sud du pays et sont reportés par Moreau de Saint-Méry (1798). Nous ne disposons donc, au mieux que de **trois siècles d'observations**.

Les secousses fortement ressenties sont nombreuses (**1701, 1713, 1734, 1751, 1770, 1776, 1784, 1812, 1842, 1852, 1887, 1910, 1911, 1912, 1946, 1956, 1962, 2010**) mais c'est seulement pour 4 d'entre elles que des dommages ou des victimes sont signalés :

- Le **séisme du 20 novembre 1818** fait 5 victimes à Cap-Haïtien et quelques maisons sont détruites (Mallet et Mallet, 1858). Ce séisme est confirmé par plusieurs sources historiques mais nous ne disposons d'aucune information en dehors de Cap-Haïtien. On ne sait donc rien de l'origine de ce séisme (Faille septentrionale ou autre faille). L'absence de témoignages extérieurs à Cap-Haïtien laisse supposer que l'épicentre était sans doute proche et relativement modéré.
- Le **séisme du 7 mai 1842** est le plus important séisme ayant affecté Cap-Haïtien. Les dégâts sont considérables : la ville est entièrement détruite et la moitié de la population est décédée (environ 5000 morts). Ce séisme estimé avec une magnitude 8.0 a eu lieu sur la faille Septentrionale avec une longueur de rupture d'au moins 200 km. Il est à ce jour, le plus fort séisme connu sur Haïti. Pour mémoire celui du 12 Janvier 2010 avait une magnitude de 7.1.
- Le **séisme du 23 Septembre 1887** a lui aussi pour origine la faille Septentrionale mais sur un segment vraisemblablement plus à l'Ouest (les zones de plus forts dommages sont vers Port-de-Paix et Môle Saint Nicolas). A Cap-Haïtien on compte 88 maisons endommagées (Tippenhauer 1893)
- Le **séisme du 20 Avril 1962** est le plus fort de la région pour la période instrumentale. La magnitude est estimée à 6.6. L'épicentre est localisé en mer à 60-70 km de la côte. Il serait alors associé plutôt à la faille Nord Hispaniola (cf. Figure 10) et non pas à la faille Septentrionale. Rothe indique au moins une dizaine de blessés dans le Nord. A Cap-Haïtien,

le journal Nouvelliste (23 et 24 avril 1962) liste des dégâts constatés dans plusieurs villes du Pays. Pour Cap Haïtien, les dommages semblent ne concerner que quelques maisons et sont peu importants.

Un extrait des séismes les plus importants² qui ont frappées la zone d'étude est listé ci-après :

Date	Longitude	Latitude	Ville	Description	Intensité
November 21, 1751	-72.6929	19.4458	Gonaïves	(Moreau de St. Méry, 1798): The ravages of the quakes were so angry [strong] that they were felt from Leogane to Gonaïves, the movements East to West. (Scherer, 1912a): Same shock felt, without causing damage.	CHF(4) WHB(4)
November 21, 1751	-72.6833	19.2833	Plaine de L'Artibonite	(de Mairan, 1756): * * * the whole plain of the Cul-de-Sac was ruined as so was Mirebalais, l'Artibonite, Boucassin and the lake itself.	CHF(6) WHB(7)
November 22, 1751	-72.6929	19.4458	Gonaïves	(Moreau de St. Méry, 1798): From 22 to 8 December, there were 25 shocks * * * the shocks were significant from Leogane to Gonaïves.	-
November 23, 1751 to November 30, 1751	-72.6929	19.4458	Gonaïves	(Moreau de St. Méry, 1798): From 22 to 8 December, there were 25 shocks * * * the shocks were significant from Leogane to Gonaïves. (Tippenhauer, 1893): 25 shocks were felt in total from November 23 to December 5, East to West in direction; November 28 - at 8:45 in the morning, in east to west direction, shock felt; November 30 - shock felt, in east to west direction.	-
December 1, 1751 to January, 1752	-72.6929	19.4458	Gonaïves	(Tippenhauer, 1893): December 1 - at 7 in the morning, shock felt, in east to west direction; December 5 - at 2 in the morning, shock felt, in east to west direction.	-
June 3, 1770	-72.6933	19.2464	Plaine Artibonite	(Scherer, 1912a): The plain of the Artibonite however, sustained some hurt and it was claimed that the Eaux de Boyenes (Port-au-Piment) a cold mineral spring disappeared.	CHF(6) WHB(-)
June 3, 1770	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Moreau de St. Méry, 1798): Besides the earthquake of June 3, 1770 * * * we felt a jolt. (Scherer, 1912a): [...] and at Port de Paix for instance the facade and the doorway of the church were thrown down.	CHF(5) WHB(6) SISF(7) S&L1992(6)

² D'après le catalogue de sismicités historique et instrumentale (U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey - Open-File Report 2011-1133 - suivant (Intensity, Mercalli Magnitude Intensities (3-10); CHF, assigned by C. H. Flores (author); WHB, assigned by W. H. Bakun (author); SISF, assigned by SiSFrance/Antilles (2010); S&L1992, assigned by Shepherd and Lynch (1992); C1972, assigned by Campbell (1972); -, no assignment given) :

June 3, 1770	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicolas	(Gentleman's Magazine, July 1770a): An account received at the General Post Office, that on Sunday the 3d of June, about 15 minutes after seven in the	CHF(6) WHB(6.5)
May 7, 1842	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Public Ledger, 1842): The other towns and villages besides our own and those enumerated above, which have most seriously suffered (some of which are entirely demolished,) are Porto Paix, Gonaives, St. Marc, Mole- St. Nichols, St. Louis du Nord, Fort Dauphine [Fort Liberte] , Limbeport, with Porto Plata [Puerto Plata], Cape Haitien, Santiago, St. Osero [Santa Cerro] , and La Vega, before mentioned, make in all 17 towns and villages, with loss of lives in nearly all...The direction taken by the earthquake, which proved the most severe in its effects, was along the Northern and North-eastern part; all the other parts of our Island have experienced the shock, though only in a partial and limited degree. (Scherer, 1912a): The town of Port de Paix had even more to suffer; it was thrown down by the shock and overwhelmed by a wave.	CHF(9) WHB(9) SISF(9) S&L1992(9) T&R1977(9)
May 7, 1842	-73.3745	19.8052	Mole-Saint Nicolas	(SisFrance/Antilles, 2010 quoting Journal de la Drome, June 22, 1842): The cities	CHF(9) WHB(9)
May 7, 1842	-72.7239	19.9337	Saint Louis du Nord	(McCann and others, 2011 quoting the Jamaica Morning Journal, June 22, 1842): St. Louis- in the north, there has been much damage done, as also at Montecristi.	CHF(8) WHB(-)
May 7, 1842	-72.4291	19.7512	Port Margot	(McCann and others, 2011 quoting the Jamaica Morning Journal, June 16, 1842): The villages of Port-Margot, Borgne, Ouanaminthe and the town of Fort Liberte experienced somewhat approaching a coup-de-grace. (Scherer, 1912a): Severe damage, church destroyed or severely damaged.	CHF(8) WHB(-)
May 7, 1842	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Adams Sentinel, 1842): We learn * * * that Captain Varins of the brig. Pandora, which arrived at this port, this morning, states that an earthquake took place on the 7th of May at Gonaives, at half past four o'clock P.M. It was preceded by a groaning of the earth, and thus the inhabitants were warned in time to escape; they rushed into the streets as it were by instinct and consequently the loss of life was small, two only being killed. He states further that there were four distinct shocks in the course of a minute, two of them horizontal and two of them perpendicular, and at each he judges the earth moved about 6 feet. Nearly all the buildings were destroyed, and the few left standing were of wood, and so shattered as to be useless; they would be taken down. Most of the buildings at Gonaives were of wood and only one story, which would account for the small loss of life. (SisFrance/Antilles, 2010 quoting Journal de la Drome, June 22, 1842): In Gonaives, the prison, the church, the National Palace, the stock market, the arsenal, were overthrown and destroyed. The city presented a lamentable appearance. All inmates that were not buried in the ruins fled * * * The main shock, which disrupted Gonaives, lasted five minutes. It was followed during the night by twenty others, shorter and less violent.	CHF(7) WHB(7) SISF(8)

August 18, 1852	-72.6833	19.4500	Gonaives	(Meriam, 1853): Aug. 18, Shock of Earthquake at Port au Prince and Gonaives, St. Domingo. (Perrey, 1856): August 18, 1852, at Port-au-Prince and Gonaives (St. Domingue). (Tippenhauer, 1893): August 18, Port-au-Prince and Gonaives.	
August 28, 1852	-72.6833	19.4500	Gonaives	(Meriam, 1853): Aug. 28, Two shocks of earthquake at Hayti, W.I. [West Indies]: shock at Gonaives, St. Domingo, and at St. Jago de Cuba. (Perrey, 1856): August 28, 1852, in Haiti, Gonaives (St-Domingue) two tremors. (Tippenhauer, 1893): 1852, 28/29 August – Cape Haitien, Gonaives, and Santo Domingo. (de Utrera, 1995): Utrera has earthquakes listed as August 28 and 29 somewhere on the island.	-
April 8, 1860	-72.6833	19.4500	Gonaives	(New York Times, 1860a): By the kindness of Capt. J.R. Lavender, of the brig. Foster, we have been enabled to examine correspondence from Gonaives, giving an account of a series of earthquakes which startled the inhabitants of the island of Hayti from the 8th to the 13th of April, when the brig left port. The first shock was a heavy one, and occurred on the morning of Sunday April 8. * * * Capt. Lavender says the first shock was very perceptible among the shipping, causing a trembling sensation and a sound similar to the rumbling of chain cables over a rocky bottom. * * * The only damage was the cracking of a few walls: but when the brig left the excitement	CHF(3) WHB(-) SISF(5)
April 9, 1860 to May 5, 1860	-72.6833	19.4500	Gonaives	(The New York Times, 1860a): During the night of the 11th the shocks were very frequent, but on the 12th and 13th there were but two shocks. (Perrey, 1862): The same day [April 9] hours not indicated, at Gonaives, two light tremors.	-
October, 1886	-72.6833	19.4500	Gonaives	(Tippenhauer, 1893): 1886 October (?) 12 midday Gonaives and Port-au-Prince, 1 weak tremor. (Scherer and Baltenweck, 1914): October at noon, Gonaives.	-
September 23, 1887	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Tippenhauer, 1893): 7:00 early one house completely destroyed, several damaged, the church under construction was destroyed. (Scherer, 1912a): At Port de Paix the church recently erected was struck down, several houses were overthrown and others of brick badly damaged. (de Utrera, 1995): Considerable damages in Haiti, with almost complete destruction of Cape Haitien, Port-de-Paix, and Mole St. Nicolas. (Shepherd and Lynch, 1992 quoting, Colonial Office Records): The city is reported to have been partly destroyed.	CHF(7) WHB(7) SISF(8) S&L1992(8)

September 23, 1887	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicolas	<p>(Tippenhauer, 1893): 6:30 early, a great many houses were destroyed, the waters from the Ravine, dry since 1877, reappeared.</p> <p>(Scherer, 1912a): The disaster struck Mole St. Nicolas especially, and the interior region to the south of the central Hilera suffered heavily. * * * At Mole St. Nicolas, as was said, disaster was heaviest. Nearly all the houses were overthrown and the city was covered in ruins. Springs of hot water burst forth in the middle of the town, the river La Gorge, that had been dry since 1878, reappeared in all its force and the sea at the moment of the shock drew back to a great distance from the city.</p>	CHF(8) WHB(8) SISF(9) S&L1992(9) T&R1977(9)
September 23, 1887	-72.6929	19.4458	Gonaives	<p>(Tippenhauer, 1893): 7:00 early, direction NE to SW, several houses damaged.</p> <p>(Scherer, 1912a): At Gonaives the shocks came from the northeast and lasted one minute. Several houses were destroyed, other half fell leaving none of their furniture unharmed. The population bivouacked outdoors.</p> <p>(de Utrera, 1995): Port-au-Prince, Gonaives, etc. also damaged.</p>	CHF(6.5) WHB(6.5) SISF(8) T&R1977(7) S&L1992(7)
September 23, 1887	-72.6836	19.6699	Gros Morne	<p>(Scherer, 1912a): At Plaisance, Gros Morne and Marmelade the havoc was very considerable.</p>	CHF(6) WHB(-) SISF(8)
July 11, 1898	-72.6929	19.4458	Gonaives	<p>(Scherer and Baltenweck, 1914): 3H PM, felt; a French liner harbored in Gonaives felt an impact similar to a collision at 3:00 p.m.</p>	CHF(3)
Sunday, August 16, 1903	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Anse-a-Veau and Aquin, St. Marc, Port-de-Paix, Direction E.</p>	
Saturday, October 14, 1905	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicolas	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Earthquake at 9h. 51m in the morning.</p>	-
Sunday, October 15, 1905	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicolas	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Weak tremor of an earthquake.</p>	-
Sunday, October 15, 1905	-72.6836	19.6699	Gros Morne	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Weak tremor of an earthquake.</p>	-
Friday, January 25, 1907	-72.6929	19.4458	Gonaives	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Light tremor about 3 h in the morning, duration 6 seconds.</p>	-
Friday, January 25, 1907	-72.8370	19.9408	Port-de-Paix	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Light tremor at 3 h 40 m in the morning, direction W, duration 3 seconds.</p>	-
Friday, May 03, 1907	-72.837	19.9408	Port-au-Paix	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Strong tremor at 5 h. in the morning, direction S to N.</p>	-
Friday, May 03, 1907	-72.6929	19.4458	Gonaives	<p>(Scherer and Baltenweck, 1921): Strong tremor at 5 h. a.m., lasting 5 seconds.</p>	-

Wednesday, March 31, 1909	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicolas	(Scherer and Baltenweck, 1921): Tremor sensibly felt at 9 h p.m. lasting one second.	-
Wednesday, March 31, 1909	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer and Baltenweck, 1921): Tremor at 8 h 40 p.m. Direction NE.	-
Wednesday, May 11, 1910	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer, 1910b): 2h. 15 m. am [local time] slight shaking, lasting two seconds, direction E-W.	CHF(3) SISF(6) L&S1995(6) T&R1977(6)
Wednesday, May 11, 1910	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1910b): 2 h 25 m. a.m. [local time] 2 shocks.	CHF(3)
Wednesday, August 03, 1910	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1910b): Two tremors, lasting 30 seconds, E direction.	CHF(4)
Wednesday, August 03, 1910	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicholas	(Scherer, 1910b): Strong tremor, NE direction. The tremor reminded of the earthquake of September 23, 1887 when many houses were damaged.	CHF(3)
Wednesday, August 03, 1910	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer, 1910b): Two tremors were noticed of a total duration of 5 seconds. The first was longer, SE direction, no sound was heard in the city but in the countryside, the sound was similar to that of a storm.	CHF(3)
Thursday, August 04, 1910	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1910b): The 4th at 2 h 20 m a.m. [local time] another tremor lasting 10 seconds, E direction.	-
Friday, October 06, 1911	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1912b): Lasted 50 seconds, SW direction, intensity VI [Rossi-Forel Intensity]. Maximum intensity at about the 10th second. Cracks on buildings, objects fell, one house was damaged. Second tremor at 30 past noon, intensity III [Rossi-Forel Intensity] lasting 4 seconds. A third tremor at 7 h 35 m, intensity II [Rossi-Forel Intensity] lasting 3 seconds. A fourth tremor in the night.	CHF(5)
Friday, October 06, 1911	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicholas	(Scherer, 1912b): Bombarde to Jean-Rabel. Rather weak tremor, felt by everyone, intensity III [Rossi-Forel Intensity].	CHF(3)
Friday, October 06, 1911	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer, 1912b): Lasted 20 seconds, S direction like a ripple of water in a bowl, intensity IV to V [Rossi-Forel Intensity]. A few cracks in the roofs. People left the church immediately. It was the same for St. Louis du Nord.	CHF(4)
Friday, October 06, 1911	-72.8024	19.7799	Bassin-Bleu	Scherer, 1912b): Weak tremor and of short duration.	CHF(3)
Friday, October 06, 1911	-72.8043	20.0507	Ile de la Tortue	(Scherer, 1912b): Lasted 3 seconds, S direction, intensity III [Rossi-Forel Intensity].	CHF(3)

Friday, October 06, 1911	-72.6836	19.6699	Gros-Morne	(Scherer, 1912b): Lasting 30 seconds, S direction, intensity V [Rossi-Forel Intensity] Large cracks on the structure of the village church which dates to 1785. The faithful left it immediately. The isolated columns of a brick church under construction did not suffer. The village church survived the earthquake of 1842; however the building suffered then. The strongest earthquake felt was that of September 23, 1887. The grand river was then diverted from its course to Passe-Moulin.	CHF(4)
October 6, 1911 to March 5, 1912	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1912b): Second tremor at 12:30PM, a third tremor at 7:35 PM a fourth felt at night.	
Friday, September 06, 1912	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1912c): One strong tremor, many objects fell, clocks stopped, direction E, intensity VI [Rossi-Forel Intensity] On the 5th at 5 in the morning a loud "noise of the abyss" was heard.	CHF(4)
Friday, September 06, 1912	-73.3745	19.8052	Mole-St. Nicholas	(Scherer, 1912c): Strong tremor, direction ENE, lasting 15 to 20 seconds, intensity V [Rossi-Forel Intensity] Vibrating motion, beginning and ending abruptly, it was possible to distinguish two successive shocks. At Bombarde it was also felt strongly.	CHF(4)
Friday, September 06, 1912	-72.8024	19.7799	Bassin-Bleu	(Scherer, 1912c): Strong tremor, direction E, 10 seconds duration, movement undulating did not cause damages. Noise of dishes but without any objects falling, intensity V [Rossi-Forel Intensity] Before and after the shock, noises similar to that of a train going at full speed. At Port-au-Paix the same tremor was very strong. The same day at 17:00 a light tremor accompanied by noise, intensity II [Rossi-Forel Intensity].	CHF(4)
September 6, 1912 to September 13, 1912	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1912c): September 7, 15:00, distinct tremor lasting 5 seconds intensity III [Rossi-Forel Intensity], September 8, one weak tremor in the morning.	
September 6, 1912 to September 13, 1912	-72.8024	19.7799	Bassin-Bleu	(Scherer, 1912c): September 13, at Port-au-Paix and Bassin Bleu, one light tremor at 6:00, lasting 2 seconds.	
Monday, April 24, 1916	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer, 1916): Fairly strong tremor, intensity IV, creaking of wood, no objects overthrown, direction E.	CHF(4)
Monday, April 24, 1916	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer, 1916): One strong tremor, intensity V, direction E, people began to worry, lasting 35 seconds.	CHF(4)
Sunday, January 15, 1922	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer and Baltenweck, 1922): One light tremor at 1h 38m a.m., intensity III direction W, duration 40 seconds.	
Saturday, November 04, 1922	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Scherer and Baltenweck, 1922): One strong tremor, intensity IV to V, duration 30 seconds, direction E.	

Saturday, November 04, 1922	-73.3745	19.8052	Mole-St.Nicolas	(Scherer and Baltenweck, 1922): One tremor lasting 15 seconds, intensity IV, direction S to N, it is said that the earthquake was preceded by another.	-
Saturday, November 04, 1922	-72.837	19.9408	Port-de-Paix	(Scherer and Baltenweck, 1922): Two tremors of 4 and 6 seconds of duration felt by some of the inhabitants, some had left their houses, the bottles were thrown down, the dogs were howling, intensity V. The direction seemed to be vertical.	-
Tuesday, October 28, 1952	-72.6929	19.4458	Gonaives	(Bettembourg and others, 1955): From earthquake intensity map in report: III.	CHF(3)

A l'échelle régionale, les cartes de répartition de la sismicité historique et instrumentale (**fig. 7 et fig. 8**) du territoire haïtien, indique une sismicité relativement faible au regard de la situation géodynamique de ce territoire. En effet, l'histoire écrite d'Haïti est relativement récente (**XV^e siècle**), ce qui correspond à une fenêtre de temps de seulement **V^e siècle** et par conséquent très insuffisante pour rendre compte de ces phénomènes dont la période de retour est de plusieurs siècles. Ceci explique la faible sismicité historique sur l'ensemble de l'Hispaniola (**fig. 7**). En effet, les premiers témoignages de tremblement de terre ressenti à Cap Haïtien concernent le séisme du 9 Janvier 1701 dans le Sud du pays et sont reportés par Moreau de Saint-Méry (1798). Nous ne disposons donc, au mieux que de trois siècles d'observations.

Les principaux

Par ailleurs, la carte de répartition de la sismicité instrumentale, montre une faible concentration de la sismicité sur le territoire haïtien par rapport au reste de la région Caraïbe en générale et la république Dominicaine en particulier (**fig. 8 et 9**). Il s'agit en fait d'un artefact, lié à l'absence d'un réseau de sismicité instrumentale sur le territoire haïtien et non à l'absence d'activité sismique sur ce territoire. En effet, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

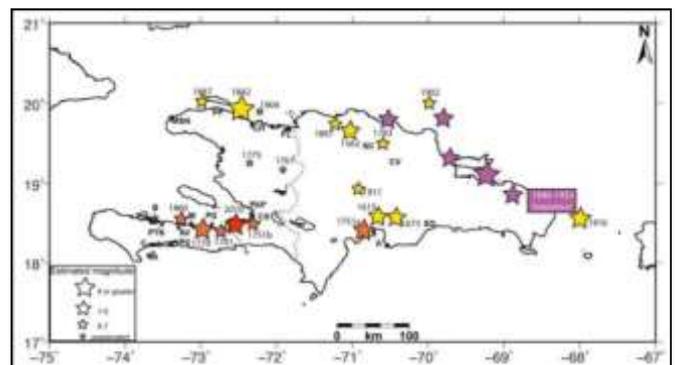


Figure 7 : En haut : Carte de la sismicité historique de l'Hispaniola (Source : Bakun et al., 2012) ;

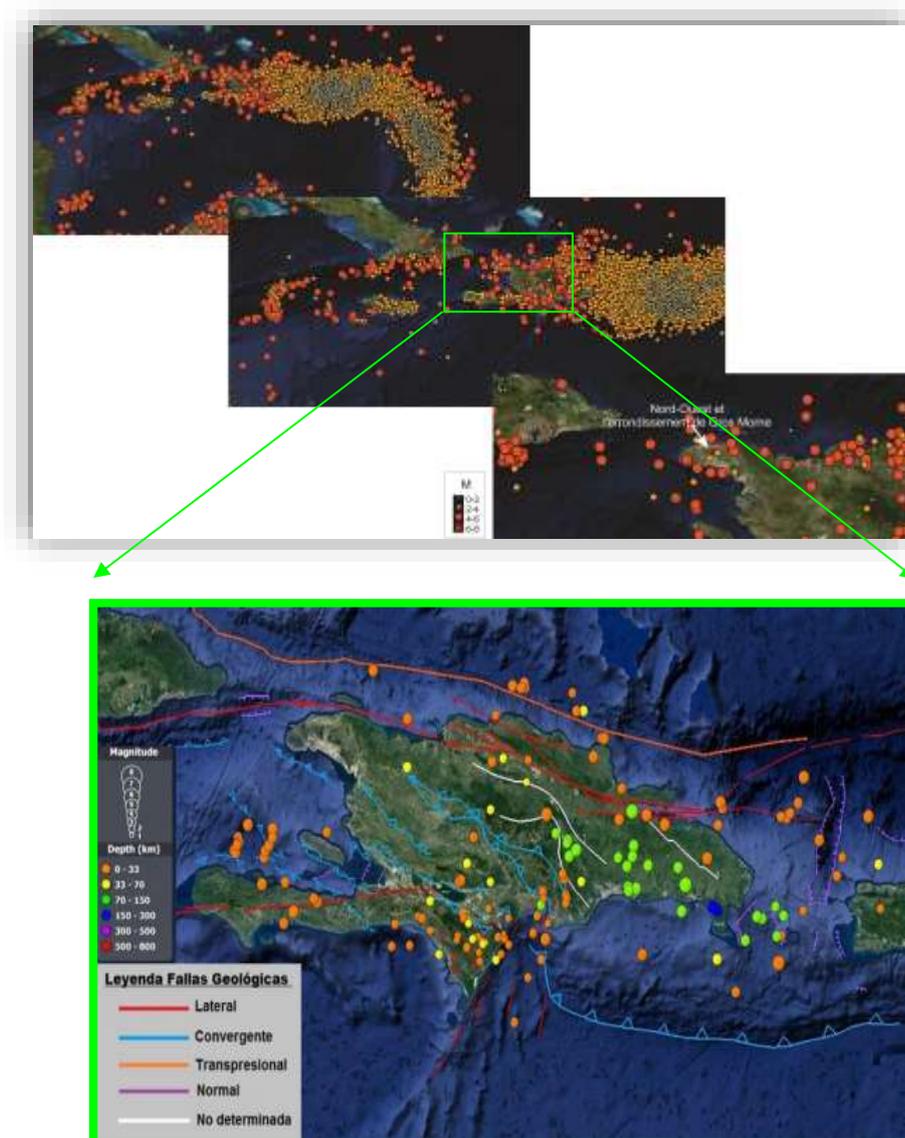


Figure 8 : Carte de la sismicité instrumentale de la région Caraïbe et de l'île de l'Hispaniola (encadré vert) depuis 1973 (Source : USGS)

Depuis ces dernières années, des données régionales nouvelles sont disponibles :

- Les localisations de l'Unité Technique de Sismologie (UTS) en Haïti (depuis Janvier 2015 jusqu'en octobre 2018) ;
- Celles du réseau national de Cuba (SSNC) qui retransmet ses données à l'ISC depuis octobre 2014 ;
- Celles du réseau de l'Observatoire Sismologique Polytechnique de Loyola (OSPL) en République Dominicaine qui retransmet ses données à l'ISC depuis Juillet 2013.

Pour la Presqu'île du Nord et en particulier le département du Nord-Ouest et l'arrondissement de Gros Morne du département de l'Artibonite, le seuil de détection est maintenant autour de M 3,0, et plutôt 3,5 loin des côtes. La **figure 9** ci-dessous, indique la sismicité captée par l'UTS-Haïti depuis 2010 à octobre 2018. Cette amélioration de la détection des séismes est malheureusement trop récente pour avoir un nombre suffisant de données supplémentaires. Cela montre néanmoins une activité sismique non négligeable.

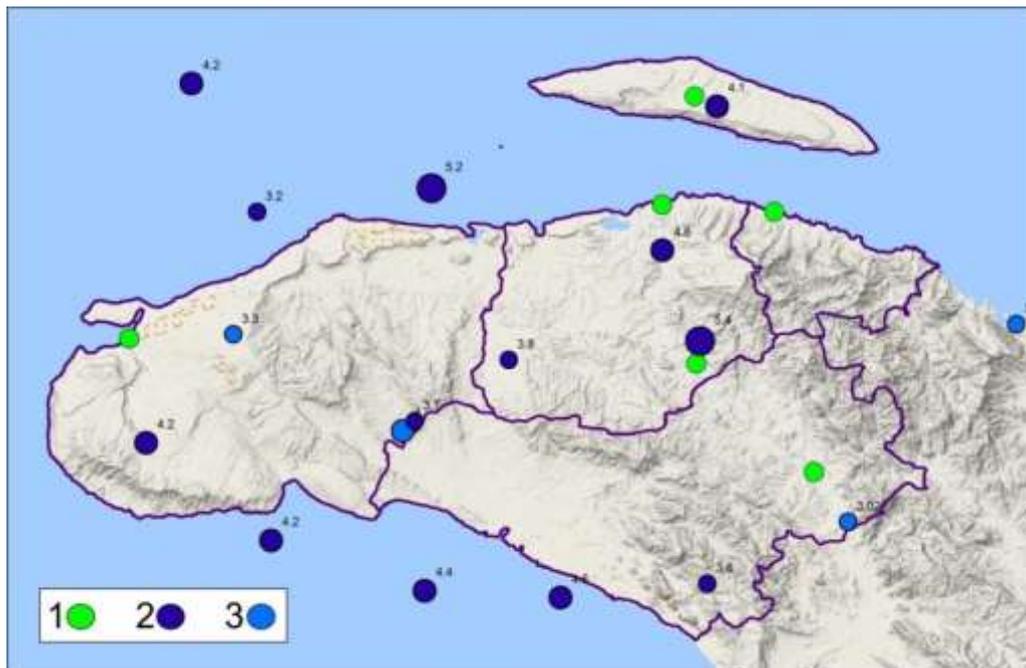


Figure 9. Carte de sismicité historique et instrumentale d’Haïti et de la Presqu’île du Nord (département du Nord-Ouest et arrondissement de Gros Morne de l’Artibonite). 1. Sismicités historiques (d’après : *Accounts of Damage from Historical Earthquakes in the Northeastern Caribbean, to Aid in the Determination of their Location and Intensity Magnitudes. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey. Open-File Report 2011–1133*),. 2 - Catalogue de sismicité instrumentale d’Haïti depuis 1973 (d’après le réseau international / USGS) ; 3- Catalogue de sismicités instrumentale 2015-2018 (d’après le réseau locale/BME-Haïti).

Même si des séismes sont régulièrement ressentis dans le Grand Nord d’Haïti, l’absence de dommages importants pendant une période de plus de 170 ans a contribué à négliger la forte exposition au risque sismique de cette zone et le développement des villes du cap Haïtien, de Port de Paix et de Fort Liberté en dépit de cet aléa.

Le niveau de connaissance de l’activité sismique régionale est cependant très faible. Un renforcement des études de sismotectonique et une surveillance adaptée à partir de réseaux de stations sismiques locales semblent indispensables.

4.2. IDENTIFICATION DES PRINCIPALES FAILLES ACTIVES DU DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET DE L'ARRONDISSEMENT DE GROS MORNE : INDICES D'ACTIVITÉ NÉOTECTONIQUE ET DEFORMATION ACTUELLE

Les failles septentrionales et Nord Hispaniola sont les sources sismiques les plus proches et potentiellement les plus dangereuses pour les 3 départements du Grand Nord (Nord 'Ouest, Nord et Nord 'Est) et par conséquent aux principales villes de cette zone à savoir : Port de Paix, le Cap-Haïtien, Fort Liberté et Ouanaminthe (cf. séismes de 1842 et 1887 et fig. 9).

Les failles sismogènes de l'intérieur de l'île sont peu connues mais peuvent également être sources de dommages sur le Cap-Haïtien : les séismes du 6 Octobre 1911 vers Hinche et du 9 mai 1912 vers Plaisance ont été très fortement ressentis. On ne connaît pas l'origine du séisme du 20 novembre 1818.

Les séismes lointains les plus forts, ceux du système de faille d'Enriquillo en 1701, 1755, 1770 et 2010, ceux de la Subduction au Nord Est d'Hispaniola (comme le 4 Aout 1946) ont aussi été largement ressentis au Cap-Haïtien sans toutefois causer de dommages importants.

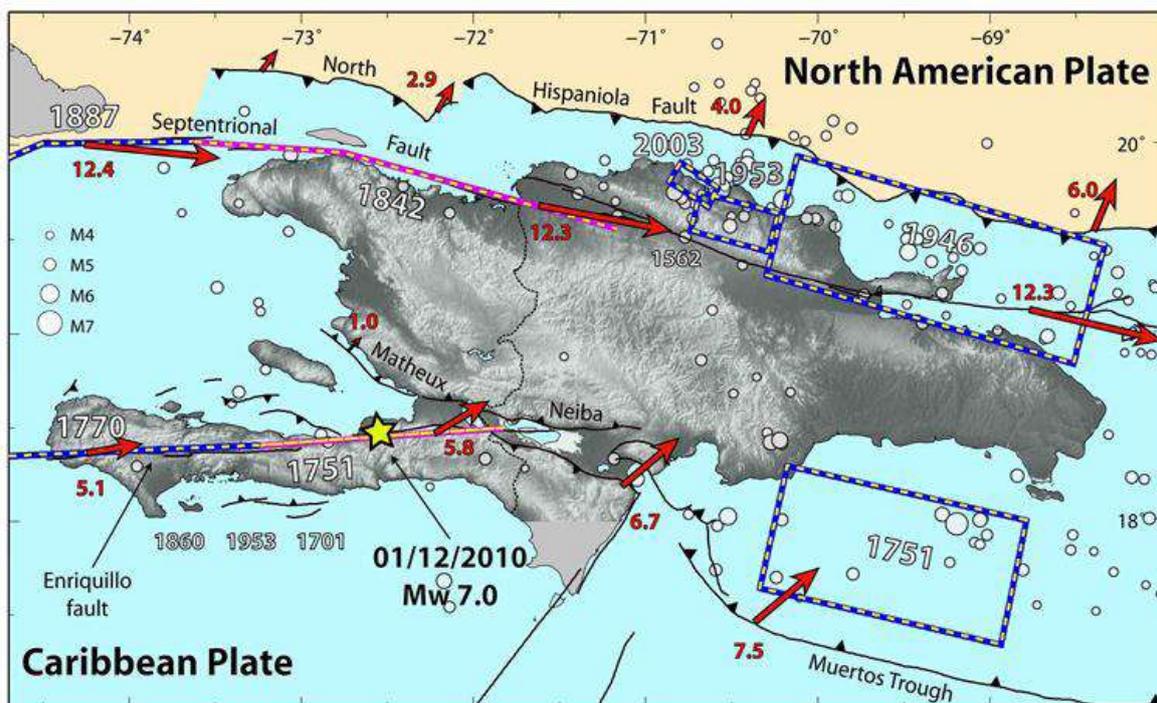


Figure 9 : Localisation des zones de rupture historique et indications (flèches rouges) des vitesses de glissement des failles actives déduites des mesures géodésiques (d'après Calais et al., 2010 et le site <http://web.ics.purdue.edu/~ecalais/haiti/context/>)

L'identification des failles actives est généralement fondée sur la sismicité instrumentale et historique, l'interprétation morpho structurale des images satellitaires, des photographies aériennes et des modèles numériques de terrain de type SRTM et LIDAR disponibles sur la région d'étude. Cette approche permet de sélectionner les accidents tectoniques majeurs les plus susceptibles de rejouer dans le futur et d'identifier dans les cas favorables leur extension, leur segmentation, leur géométrie et leur cinématique

De nombreuses reconnaissances fines et ciblées de terrain nous ont permis de préciser la géométrie et de caractériser le comportement sismogénique des failles actives identifiées par l'analyse des déformations des sédiments quaternaires et/ou des perturbations de la morphologie à l'échelle du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne.

4.2.1. SOURCES SISMIQUES PROCHES D'ECHELLE REGIONALE :

Parmi les principaux systèmes de failles actives majeures et proches du Département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne (moins de 50 km), nous comptons (figure11) :

1. Le système ou **Z**one de **F**ailles **N**ord-**H**ispaniola (**ZFNH**),
2. Le système ou **Z**one de **F**ailles **S**eptentrional (**ZFS**),
3. Le système ou **Z**one de **F**ailles **I**nverses de la **C**ordillère **C**entrale (**ZFICC**) .

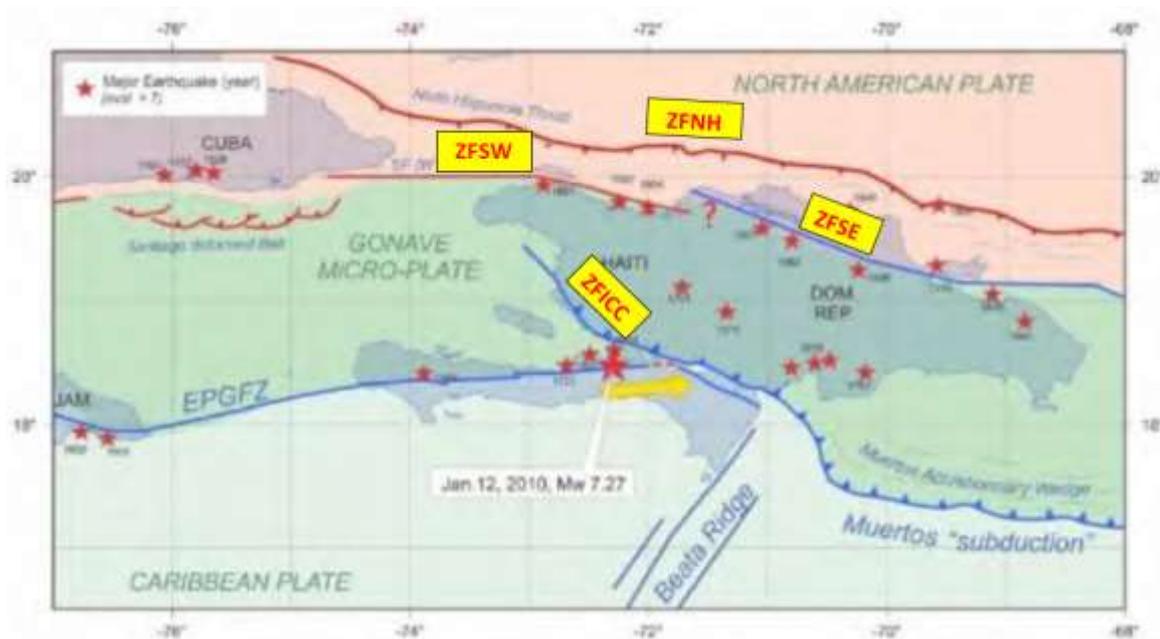


Figure 10 : Plaques Nord-américaine et des Caraïbes, ainsi que les failles principales correspondantes.

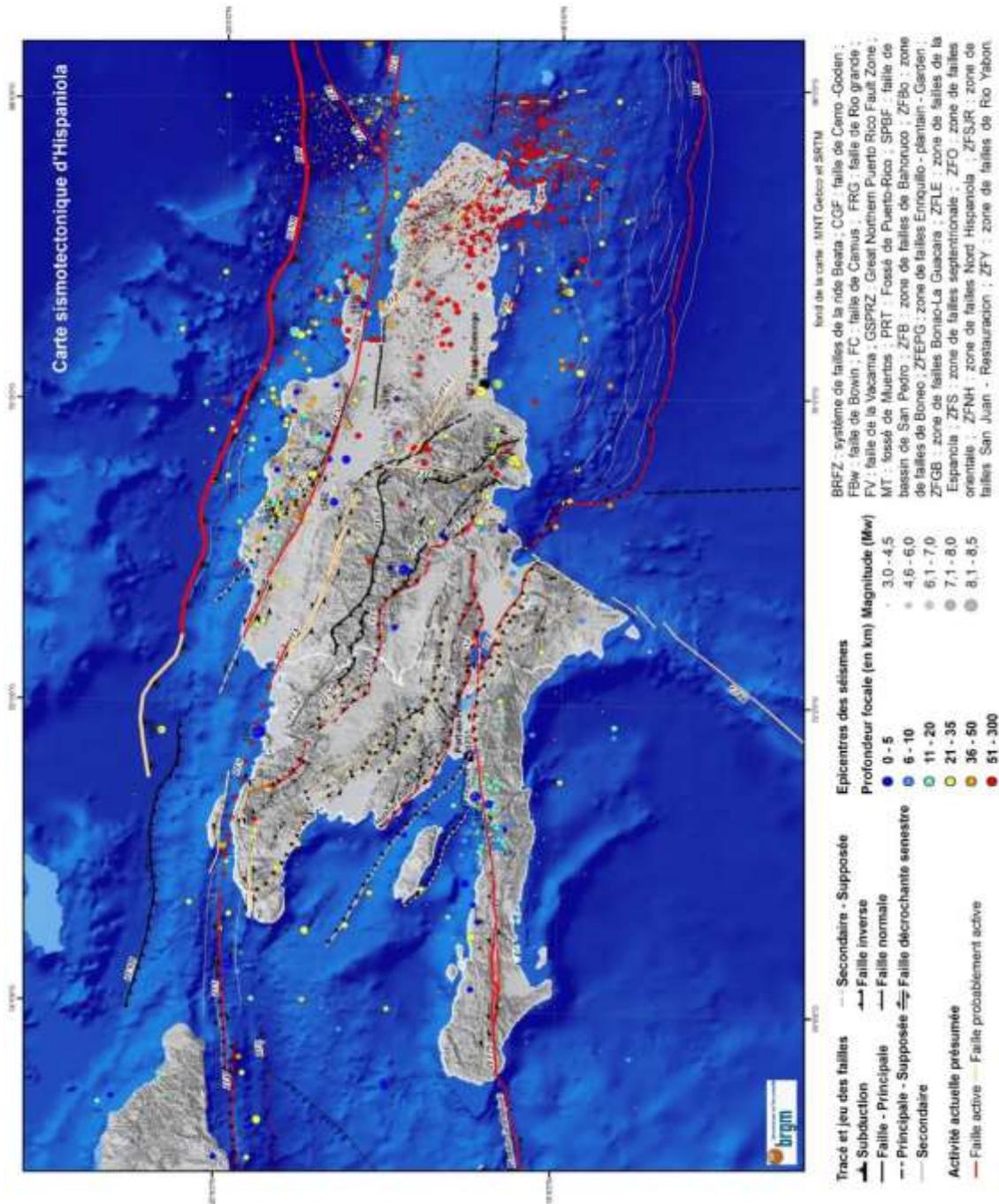


Figure 11 : Carte sismotectonique de l'Hispaniola (d'après Bertil *et al.*, 2015).

4.2.1.2. LA ZONE DE SUBDUCTION NORD HISPANIOLA (ZFNH)

Les systèmes de failles Puerto Rico (PRT) et Nord-Hispaniola (ZFNH) marquent la limite entre la plaque Nord-Amérique subductée et les blocs de Puerto Rico, Septentrional et Hispaniola (Figure 12). Ils accommodent principalement la convergence entre Hispaniola – Plaque Caraïbe d'une part et la plaque Nord-Amérique d'autre part. Alors que le système de faille septentrional accommode une part significative du mouvement latéral.

La sismicité enregistrée au niveau de la zone de failles Nord-Hispaniola est particulièrement intense dans la partie orientale du système ; elle décroît rapidement vers l'ouest (Figure 12).

Au nord-est d'Hispaniola, la profondeur des foyers sismiques indique que le plongement vers le sud du toit de la plaque plongeante Nord-Amérique s'accélère rapidement au sud des systèmes de failles septentrional et de Bowin, vers 25 à 30 km de profondeur (Figure 12). Plus au sud, à l'aplomb de la zone de failles de la Espagnola (ZFLE), le toit de la plaque plongeante atteint alors plus de 200 km de profondeur. Par contre, au Nord-Ouest d'Hispaniola, la faille Nord-Hispaniola (segment ouest de la zone de subduction) disparaît progressivement et se termine à la longitude du passage de Winward. La limite de plaque Amérique-Caraïbe correspond alors au système faillé Oriental (ZFO, Figure 12).

Le séisme du 4 août 1946 ($M_w=7.8 \pm 0.5$, ISC-GEM, 2013) est le plus fort séisme enregistré et associé au système. Il est possible que les séismes de 1562 (intensité épiscopale $I_0 = IX$ et magnitude estimée à 7,7), de 1842 ($I_0 IX$ et Magnitude estimée à 7,6) et de 1962 (magnitude $M_w 6,6$) aient été générés par l'activité du système de faille Nord-Hispaniola.

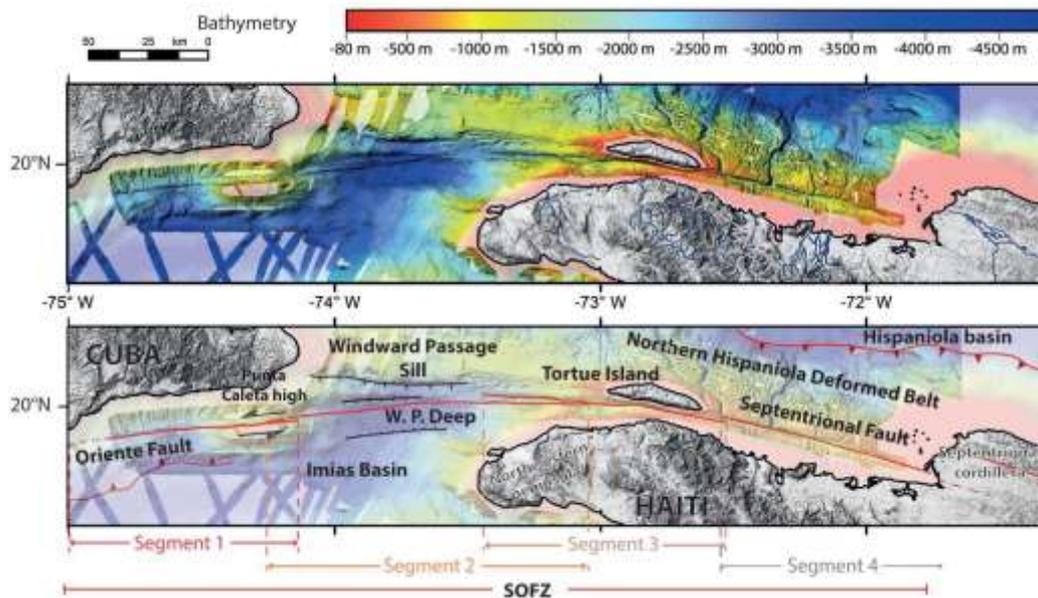
4.2.2. LE SYSTÈME DE FAILLES SEPTENTRIONAL (ZFS)

La Zone de Failles Septentrionale (ZFS) est une faille décrochante accommodant la composante senestre du mouvement des plaques caraïbes et Nord-Amérique. Sa direction est plus ou moins WNW-ESE. Elle se situe au Nord d'Hispaniola et s'étend sur 600 km, entre le passage de Winward, à l'Ouest, et le graben de Mona, à l'Est. Vers l'ouest, au sud de Cuba, le mouvement de subduction ou de collision entre les plaques disparaît progressivement. C'est le système de failles Oriental (ZFW), cisaillement décrochant senestre, situé dans le prolongement ouest de la ZFS qui constitue la limite entre les deux plaques. La ZFS est constituée de deux branches principales :

- La branche est (ZFSE), limite le bassin de Cibao, en République dominicaine, et s'étend vers l'est, au sud de la cordillère septentrionale (presqu'île de Samana, puis en mer jusqu'au Rift Mona.
- La branche ouest (ZFSW), longe le littoral nord haïtien, depuis le golfe de Pepillo Salcedo en République dominicaine, le nord du littoral Cap-Haïtien, puis le sud de l'île de la Tortue, et s'étend au travers le Passage du vent jusqu'au sud-est de l'île de Cuba. Sa longueur totale atteint 300 km. C'est principalement, ce dernier segment qui constitue une menace pour le département du Nord-Ouest et l'arrondissement de Gros Morne.

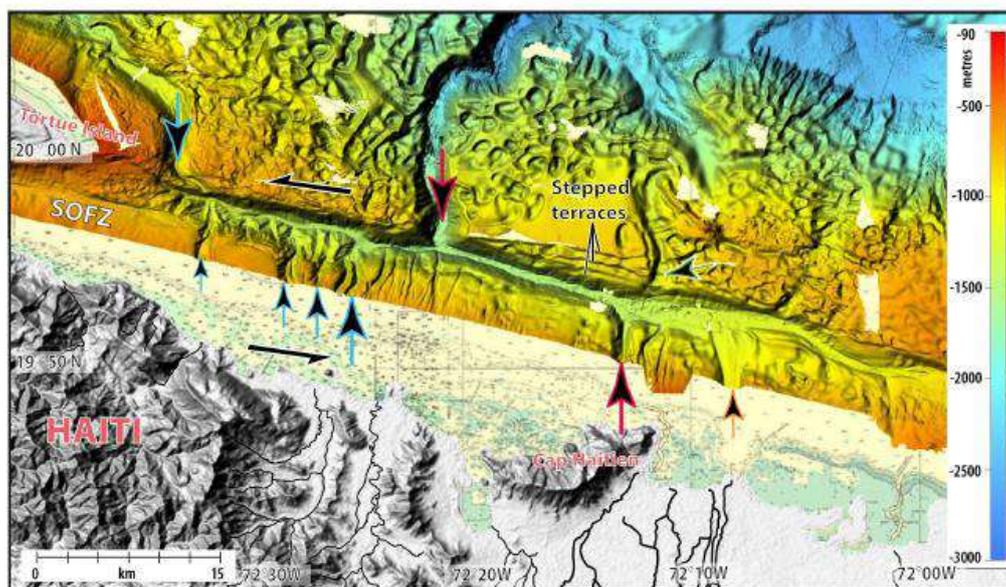
Très récemment, des campagnes d'acquisition bathymétriques haute-résolution et des profils de sismique réflexion ont été menées au niveau des zones sous-marines traversées par les systèmes de failles d'Enriquillo-plantain-Garden au sud du pays et la zone de faille septentrionale (ZFS) au nord du pays. Les résultats ont fait l'objet du travail de thèse de Corbeau (2016) et de la publication de Leroy et al. (2015).

Cette campagne a permis d'affiner la cartographie de ces structures sous-marines et d'établir une segmentation plus précise de ces dernières. Ainsi, Concernant la ZFS, au moins 4 segments sont identifiés pour la branche occidentale (ZFSW). Ils atteignent entre 50 à 100 km de longueur (Figure 13). Par ailleurs, les données bathymétriques haute-résolution et des profils de sismique réflexion, ont permis de mettre en évidence, au nord de Cap-Haïtien, le décalage de structures morphologiques récentes (paléo-vallées), qui montre un déplacement de 16,5 km (figure 14), attribué au système faillé de la branche West de la zone de faille septentrionale (ZFSW).



La ZFSO est découpée en 4 principaux segments actifs (en rouge). Les failles a priori inactives sont en noir. W.P. Deep : Windward Passage Deep.

Figure 12 : Carte bathymétrique et interprétation tectonique le long de la zone de failles Septentrionale, branche occidentale ZFSO (D'après Leroy et al. (2015) et Corbeau (2016)).



(a) flèches rouges, décalage de 16,5 km d'un paléocanyon ; (b) plus à l'ouest, flèches bleues, le décalage d'un autre paléocanyon est probable mais apparaît moins nettement sur les données bathymétriques.

Figure 13 : Décalages de structures morphologiques sous-marines par la ZFS, visibles sur la carte bathymétrique haute résolution (Leroy et al., 2015)).

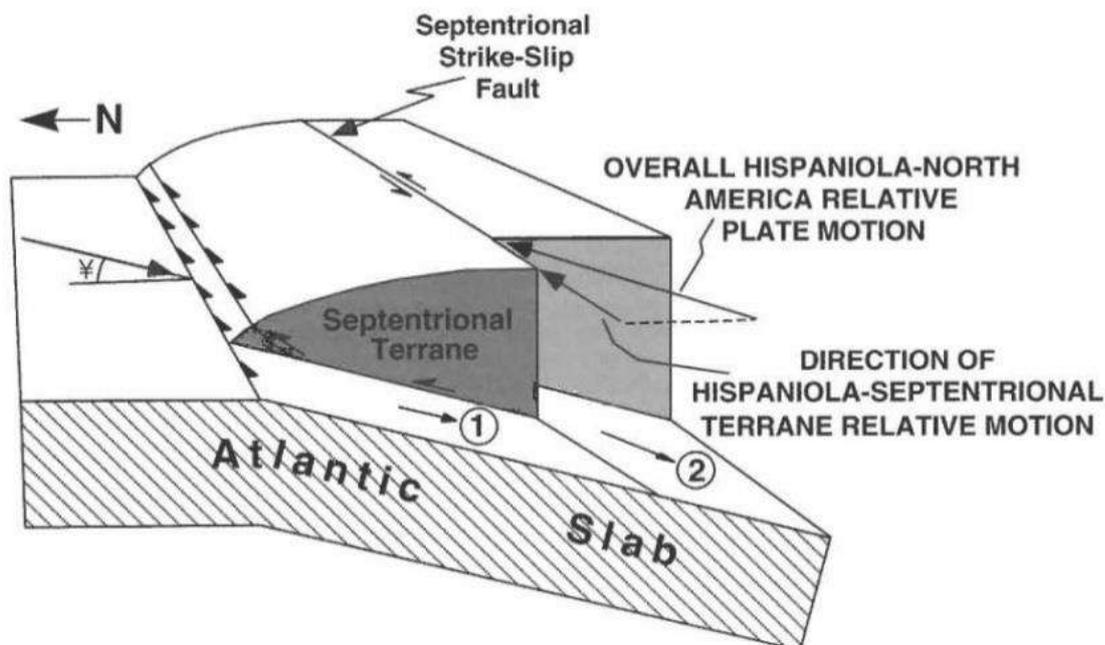
Bien qu'au nord-est d'Hispaniola, la sismicité attribuée à la ZFS peut être confondue avec celle de la faille Nord-Hispaniola, la sismicité instrumentale montrerait une activité plus soutenue pour la branche Est du système. A cet endroit, parmi les séismes majeurs, on cite ceux du :

- 29 décembre 1897 ($I_0 = VIII$, magnitude estimée 6,5) séisme du Nord de la République Dominicaine, mais son lien avec la faille Nord Hispaniola reste possible;
- 2 décembre 1562, $I_0 = IX$, magnitude estimée $\geq 7,0$ – $M_w 7,7$ selon Brinks et al. (2011), l'épicentre se trouverait entre Santiago et La Vega dans le bassin de Cibao; son lien avec la ZFS est toutefois mis en doute par Prentice et al. (2003), sachant qu'aucune déformation de cet âge n'a été observée dans les tranchées paléosismiques.

Pour la branche occidentale, deux séismes historiques majeurs lui sont associés :

- Séisme du 7 mai 1842 ($I_0 = IX$ to $IX-X$, magnitude estimée $8,0 (\pm 0,2)$), séisme au large de Cap-Haïtien ;
- Séisme du 23 septembre 1887 ($I_0 = X$, magnitude estimée 7,8, mais $M 6,7$ selon Brinks et al., 2011), séisme au Nord-Ouest d'Haïti.

Selon Dolan et al. (1998), d'après les mécanismes au foyer et la profondeur focale des séismes, l'extension en profondeur de la branche orientale de la ZFS serait limitée par la zone de subduction Nord Hispaniola. La ZFS traverserait donc la croûte d'Hispaniola sur une vingtaine de km (Figure 15).



1: mouvement relatif entre le bloc septentrional et la plaque Nord Amérique subductée.

2: mouvement relatif entre le bloc central d'Hispaniola et le plan de subduction.

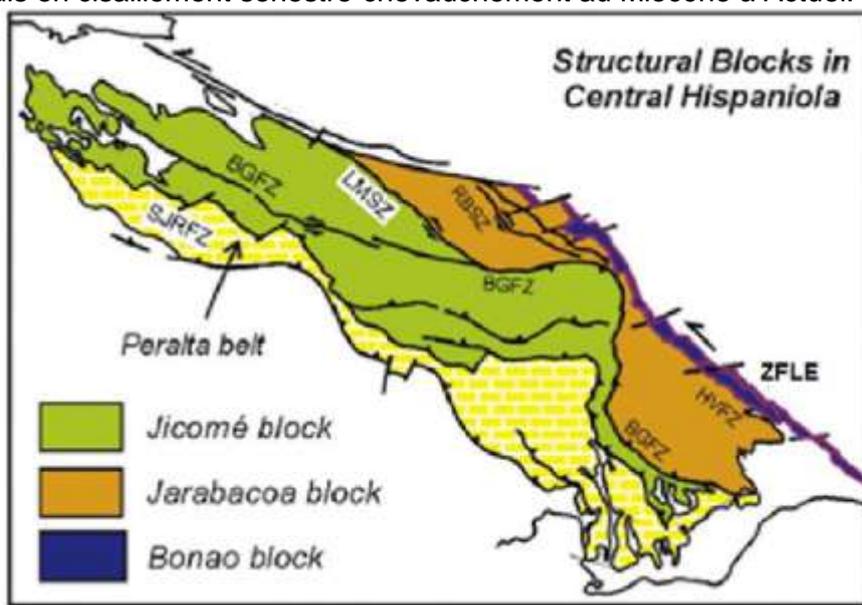
Figure 14 : Bloc diagramme schématisant la répartition des déformations au nord-est d'Hispaniola (Dolan et al., 1998 et Platt, 1993).

Les tranchées de paléosismicité réalisées le long de la ZFS (Prentice et al., 2003), dans la vallée de Cibao ont montré au moins deux ruptures paléosismiques, datées entre 30 à 240 ans après J.C. et à entre 1040 et 1230 ans après J.C. Dans une des tranchées, la rupture relative à un événement paléosismique montre un déplacement en surface entre 4,5 et 5,5 m ; ce qui donnerait un séisme de magnitude $M_w 7,4$ à $7,5$ en utilisant les lois empiriques de Wells et Coppersmith (1994). En outre, les décalages observés dans les objets morphologiques (terrasses, talwegs) suggèrent un glissement moyen de l'ordre de 6 à 12 mm/an le long de la ZFS. Prentice et al. (2003) interprètent une période de retour de 800 à 1200 ans des séismes de magnitude supérieure à 7,0 et capables de se produire sur le segment central de la ZFS. Le dernier paléoséisme étant daté de plus de 800 ans, Prentice et al. (2003) indiquent que la probabilité de survenance d'un grand séisme sur la ZFSE est très élevée.

Les données de paléosismicité acquises sur la ZFSE et les décalages des structures sous-marines mesurées le long de la ZFSO (figure 13 et 15), donnent des vitesses de mouvement cohérentes avec les mesures géodésiques (Mann et al., 2002 ; Manaker et al., 2008 ; Benford et al., 2012 ; Calais et al., 2016), soit une vitesse de déplacement le long du système de failles septentrional entre 9 et 11 mm/an (figures 13 et 14).

4.2.3. CORDILLÈRE CENTRALE (ZFICC) :

Il s'agit de la zone de chevauchements internes de la cordillère centrale d'Hispaniola. Aujourd'hui, elle est soumise à une déformation compressive, sous contrainte maximale horizontale orientée NE-SW. Les principales failles actives qui structurent la zone ont une direction WNW-ESE à NW-SE, avec un mouvement inverse senestre, et de vergence, essentiellement, vers le Sud-Est. L'interprétation de la carte d'anomalie gravimétrique, par Granja Bruña et al. (2010), indique une épaisseur de $\pm 30-35$ km de la croûte d'Hispaniola (et de ± 10 km du plateau caraïbe), dans la partie Est d'Hispaniola. On suppose qu'au niveau de la cordillère centrale, cette épaisseur est constante. La cordillère centrale présente des péridotites de l'ancienne plaque océanique proto-caraïbe du Jurassique supérieur, des témoins de l'arc insulaire primitif du Crétacé inférieur, puis de l'arc caraïbe du Crétacé supérieur. Ces formations métamorphiques correspondent à 3 unités volcano-structurales majeures, Jicomé, Jarabacoa et Bonaó, caractérisées par des ensembles volcano-stratigraphiques crétacés différents, du fait du domaine tectono-volcanique relatif à leur mise en place (Figure 16). Des cisaillements majeurs actifs à la fin du Crétacé les séparent. Ces zones de failles ont été diversement réactivées en chevauchement durant la phase compressive Fini - Eocène – Oligocène, puis en cisaillement senestre-chevauchement au Miocène à Actuel.



BGFZ, Bonaó–La Guácara fault zone; HVFZ, Hato Viejo fault ; LMSZ, La Meseta shear zone ; SJRFZ – ou FZSJR, San Juan–Restauración fault zone ; RBSZ, Río Baiguaque ; ZFLE, La Espanola fault zone

Figure 15 : Les trois unités structurales principales de la cordillère centrale (extrait de Escuder Viruete et al., 2008).

Sur le flanc sud de la cordillère centrale, il s'agit d'une zone de plis et de chevauchements de formations de type flysch, d'âge Crétacé supérieur à Oligocène, qui forme la ceinture de Peralta. Le chevauchement frontal de la ceinture de Peralta (SJRFZ – ou FZSJR, San Juan–Restauración fault zone) chevauche vers le sud-ouest les formations néogènes à quaternaires du bassin de San Juan – Azua. La mise en place des chevauchements de la ceinture de Peralta a débuté à l'Eocène. Mais, ce n'est probablement qu'au Plio-Quaternaire que la ride de Beata (située au sud d'Hispaniola, au niveau de la plaque Caraïbe) emboutit la zone de chevauchements, donnant lieu à une séparation

entre la zone de chevauchements de Muertos et celle de Peralta (Hernaiz Huerta et Pérez Estaun, 2002), et contribuant très probablement au soulèvement de la chaîne centrale.

Le plus fort séisme connu attribué aux failles inverses WNW-ESE de la cordillère centrale est celui du 6 octobre 1911, d'intensité épacentrale estimée à IX (SisFrance, 2009), et de magnitude probablement proche de Mw 7 (MacCann et Calais, 2001). Il est très vraisemblablement associé au chevauchement de Las Posos-San Juan, situé au front sud de la cordillère, et qui chevauche les formations miocènes du bassin de San Juan et d'Azua.

4.2.4. SOURCES SISMIQUES PROCHES D'ECHELLE LOCALE :

4.2.4.1. Failles inverses « offshore » au large du littoral Nord et Sud de la Presqu'île du Nord-Ouest :

Chacune des régions de la Presqu'île du Nord-Ouest et de l'île de la Tortue présente une structure anticlinale dont le cœur est constitué de formation magmatique ou métamorphique appartenant à l'ancien arc insulaire crétacé des Grandes Antilles recouverte par d'une épaisse série volcano-sédimentaire (éocène à oligocène), suivie par une série marno-gréseuse turbiditique miocène. Ces formations tertiaires sont recouvertes en discordance par une série calcaire plio-quaternaire constitué par des formations récifales et peri-récifales, agencées en une vingtaine de terrasses d'une netteté exceptionnelle (figure 17), étagées et soulevées (figure 18) jusqu'à près de 700 m d'altitude.



Figure 16 : Expression morphologique nette des terrasses récifales plio-quaternaires de la frange Nord du littoral de la Presqu'île du Nord-Ouest, mise en évidence successivement à partir de l'analyse des cartes topographiques au 1/50 000^e, des imageries SPOT, sur Google Earth et sur une reconstitution MNT au pas de 50 cm reconstitué à partir des imageries LIDAR.

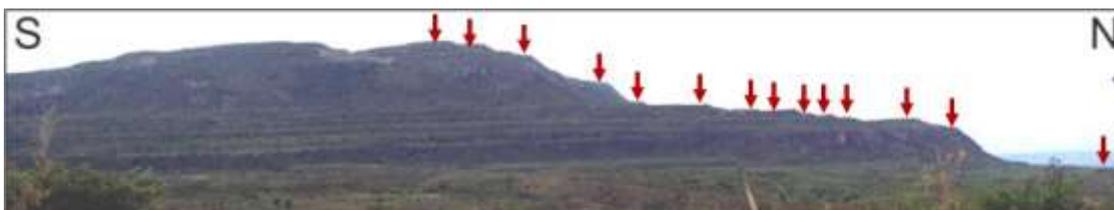


Figure 17 : Vue panoramique montrant une succession de paléo-terrasses marines plio-quadernaire qui s'étage de manière assez régulière en formant un escalier avec des gradins de hauteurs et de largeurs diverses, en bordure du littoral du Mole Saint-Nicolas.



Figure 18 : Vue panoramique montrant une paléo-terrasses marines plio-quadernaire, à l'intérieur des terres, au niveau du plateau du Mole Saint-Nicolas.

Ces terrasses sont constituées par des formations détritiques de talus importantes, surmontées de dalles massives subhorizontales plus ou moins construites, de 2 à 3 m d'épaisseur, montrant l'importance de l'érosion marine par rapport à la contribution organique dans la formation de ces terrasses (Amilcar H. C., 1997).

Ces terrasses s'étage de manière assez régulière en formant un escalier avec des gradins de hauteurs et de largeurs diverses (figure 18). Sur les imageries aériennes et satellitaires, on peut suivre la plupart des terrasses sans discontinuité entre le Bord de Mer de Jean Rabel à l'Est et le Mole saint Nicolas à l'Ouest, car elles forment des falaises franches et continue (figure 20).



Figure 19 : Image *Google Earth*, sur laquelle on peut suivre la plupart des terrasses sans discontinuité entre le Bord de Mer de Jean Rabel à l'Est et le Mole saint Nicolas à l'Ouest.

L'île de la Tortue présente également des terrasses bien développées sur sa bordure Nord, mais leur style est différent.

L'analyse altimétrique de ces terrasses à partir de l'analyse de profils altimétriques (Amilcar H. C., 1997) ou encore d'un MNT Haute précision (pas de 50 cm/LIDAR) dans le cadre de la présente étude, indiquent une variation d'altitude des terrasses du NW au SE (figure 21 et 22), en effet la terrasse X passe de 210 m au NE (Calbassier) à 187 m au SE (Morne Papaye). Ceci indique un

basculement tectonique, pendant la formation des terrasses, avec un soulèvement plus accentué vers le NE (Amilcar H. C., 1997).

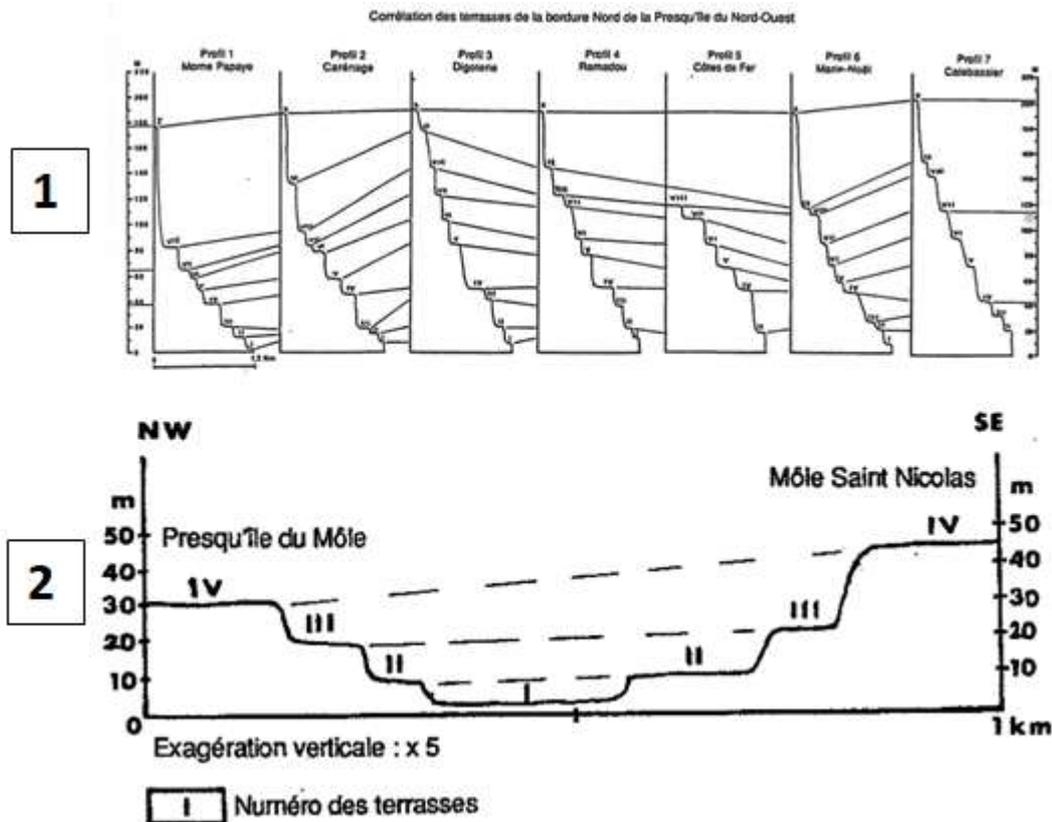


Figure 20 : Corrélation des terrasses : 1) secteur de Côte de Fer et du Môle Saint Nicolas ; 2) Presqu'île du Môle et du Môle Saint Nicolas (source : Amilcar H. C., 1997).

L'analyse morpho-tectonique effectuée dans le cadre de la présente étude, confirme un soulèvement irrégulier de ces terrasses, qui serait associée à un plissement E-W, quaternaire de la ligne des terrasses, dont la partie axiale serait située, approximativement au niveau du Bord de Mer de Jean-Rabel (**figures 22**). Cette structure suggère la présence d'une faille quaternaire chevauchant ou inverse à pendage sud et de direction sub-Est-Ouest, située plus au nord de ces terrasses entre Jean Rabel et la pointe du Môle Saint Nicolas. Les datations radiométriques (U/TH) des terrasses les plus basses (située entre 3 et 50 m), révèle un âge de 80 000 à 120 000 ans, correspondant à la dernière glaciation (Amilcar H. C., 1997). Par conséquent, l'activité de cette structure serait postérieure à la dernière glaciation.

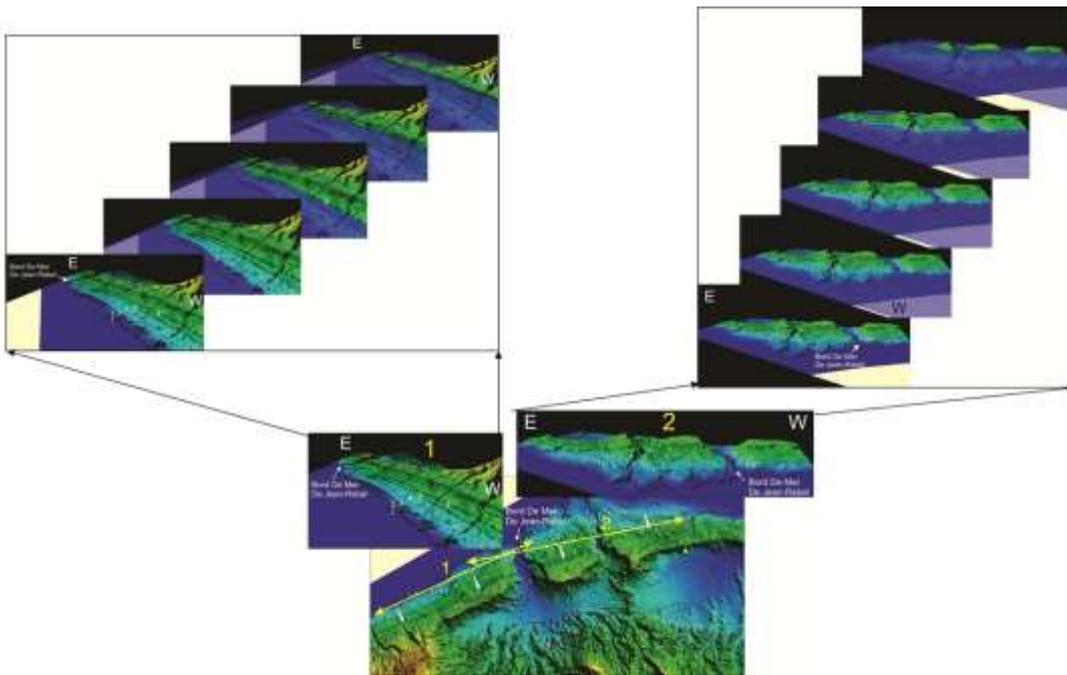


Figure 21 : Corrélation des terrasses à partir de l'exploitation d'un MNT haute résolution et la simulation d'une remontée progressive du niveau de la mer (transgression) : la submersion des terrasses n'est pas régulière et indique un soulèvement plus important à l'Ouest qu'à l'Est basculement générale des terrasses d'Est en Ouest.

L'exploitation des études existantes sur la zone d'étude dont notamment Goreau, 1983, Momplaisir, 1986 et Donnelly, 1994 (**figur 22-a**), ainsi que plus récemment Lin et al., 2010 (**fig. 22-b**) et Leroy et al., 2015 (**fig. 22-c**) suggèrent l'existence de failles sous-marines au large de la Presqu'île du Nord-Ouest en dehors de la faille septentrionale..

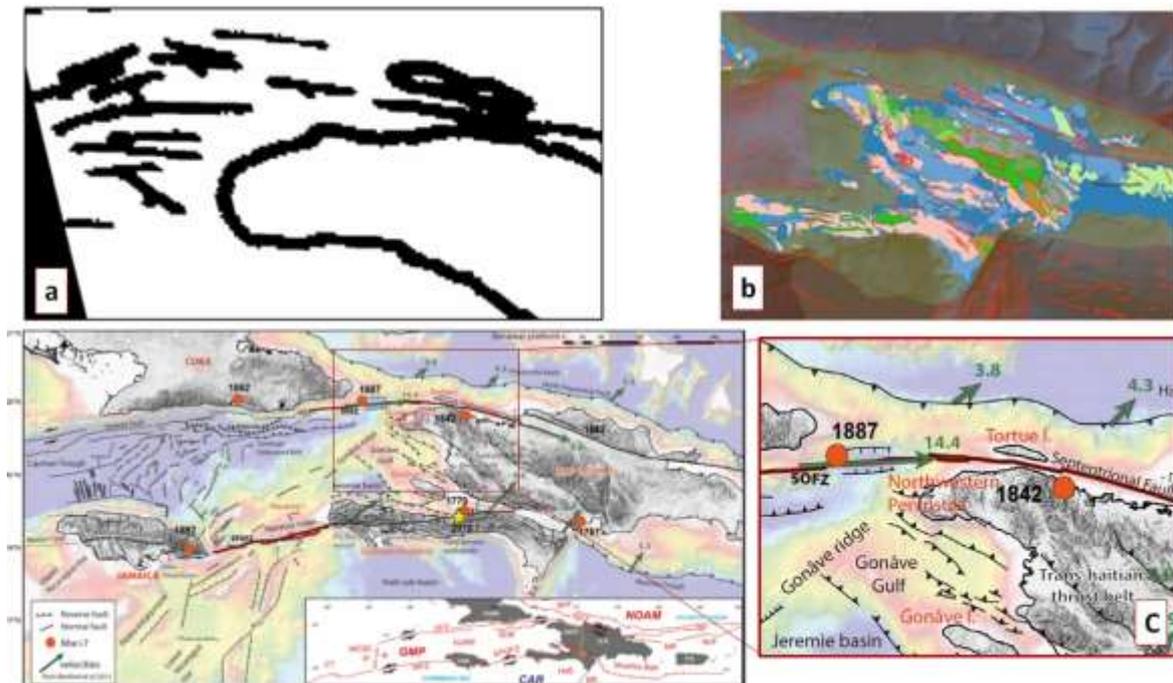


Figure 22 : Présence de failles au large de la Presqu'île du Nord-Ouest d'après : (a) Donnelly, 1994 ; (b) Lin et al., 2010 et (c) Leroy et al., 2015.

Une analyse morpho-tectonique fine, des données bathymétriques (Campagne océanographique HAITI-SIS N/O L'Atalante, Saint Domingue - Port au Prince Fort de France, 2012, 2013) (**fig. 24**), nous a permis :

1. De confirmer la segmentation de la faille septentrionale issue des études Leroy et al., 2015 ;

D'identifier des failles inverses offshore, d'échelles plus locales, situés à proximité du littoral Nord et sud de la Presqu'île du Nord-Ouest. La géométrie et le mécanisme de ces failles est cohérent avec nos observations de terrain et notamment les déformations des terrasses marines plio-quadernaire d'une part, et les suppositions des études existantes (Donnelly, 1994 ; Lin et al., 2010)).

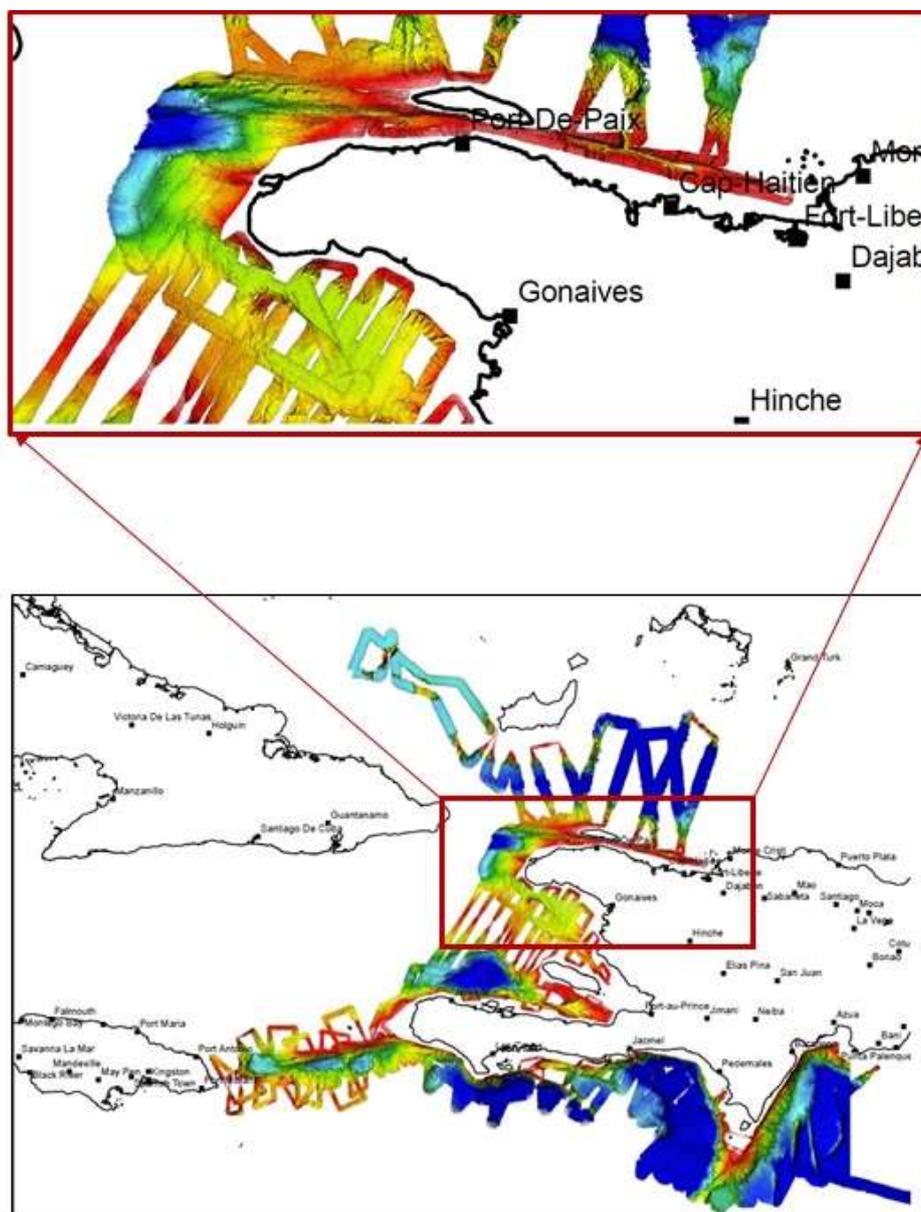


Figure 23 : Reconstitution bathymétrique (50 m résolution) en 3D en bordure du littoral de la Presqu'île du Nord-Ouest (d'après Campagne océanographique HAITI-SIS N/O L'Atalante, Saint Domingue - Port au Prince Fort de France, 2012, 2013).

Les failles de la marge littorale de Presqu'île du Nord-Ouest, affinée et modifiée d'après les études précédents (Donnelly. 1994 ; Lin et al., 2010 ; Leroy et al., 2015), par la cartographie des failles d'échelle locale (en comparaison avec la faille septentrionale d'échelle régionale et morphologiquement beaucoup plus marquée) et notamment à proximité du littoral, jouxtant la série de terrasses quaternaires soulevées.

Ainsi l'interprétation issue de l'analyse morphologique du modèle numérique bathymétrique couplée à l'analyse de la géologie et de la structure du littoral de la Presqu'île du Nord-Ouest, permet de mettre en évidence en plus du système de faille septentrionale d'échelle régionale, deux systèmes de failles inverses, d'échelle plus locale, encadrant au Nord et au Sud la Presqu'île du Nord-ouest (figure 25). Ces failles sont constituées par un ensemble de segments d'orientations variables caractéristique des zones de faille à forte composante inverse.

Les évidences d'activité quaternaire de ces failles inverse sont attestées par l'expression morphologique de ces structures en Mer ainsi que par les observations directes de terrain et notamment, le basculement récent des paléo-terrasses marines. Ces terrasses calcaires récifales d'âges Plio-Quaternaire (*Carte Structurale de l'Ouest de la Presqu'île du Sud de 1/50 000, Amilcar, 1997*) à Holocène, témoigne d'un soulèvement récent de ce rivage cohérent avec la cinématique de failles identifiées au large. Ainsi, la présence de ces failles inverses et notamment celles identifiées au large du littoral Nord de la Presqu'île du Nord-Ouest, permet d'expliquer le soulèvement irrégulier des terrasses Plio-quaternaire entre Jean Rabel à l'Est et la pointe du Mole à L'ouest.

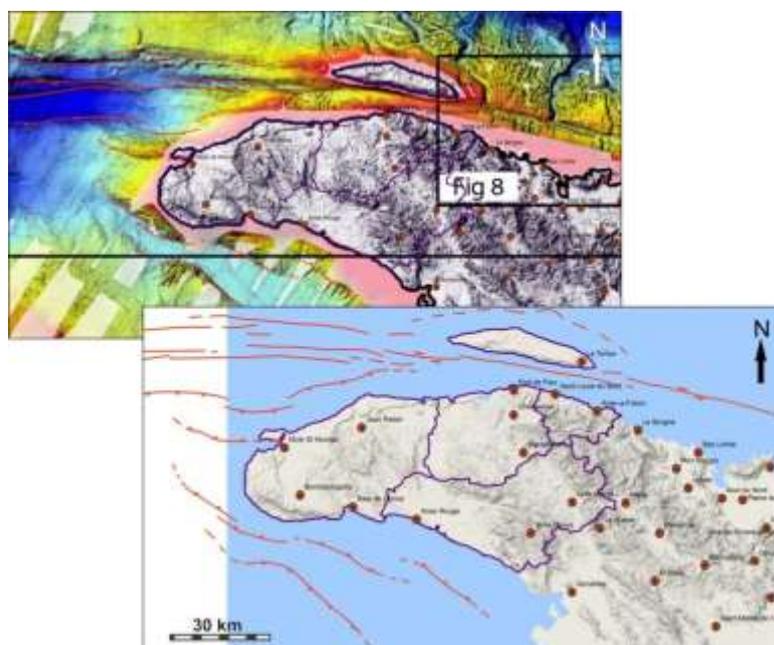


Figure 24 : failles de la marge littorale de Presqu'île du Nord-Ouest, affinée et modifiée d'après les études précédents (Donnelly. 1994 ; Lin et al., 2010 ; Leroy et al., 2015), par la cartographie des failles d'échelles locale (en comparaison avec la faille septentrionale d'échelle régionale et morphologiquement beaucoup plus marquée) et notamment à proximité du littoral.

4.2.4.2. Failles actives « onshore » affectant la Presqu'île du Nord-Ouest :

Dans le cadre de la présente étude, l'identification et la caractérisation des principales failles actives « onshore » affectant la Presqu'île du Nord-Ouest ont été réalisées sur la base de l'ensemble des éléments suivants :

- Compilation, analyse critique et synthèse des études existantes (cartes, rapports, publications, thèses) ;
- Analyse et interprétation des imageries aériennes (jusqu'au 50 cm de résolution) et satellitaires ;
- Analyse morphologique et morpho-tectonique de cartes topographiques et MNT ;
- Analyse et observations directes de terrain.

L'activité quaternaire a récente des failles relevées, est argumenté et prouvé par :

- La concordance de la géométrie, la structure et la cinématique de ces failles avec le champ de contrainte actuel : approche tectonique active et géodynamique,
- La déformation/rupture de formations quaternaires à récentes par ces failles : approche stratigraphique et paléo-sismologique ;
- Signature morphologique nette/récente de ces structures : approche morpho-tectonique.

La déformation active étant concentrée sur des structures récentes et anciennes réactivées dans le champ de contraintes actuel, la compréhension des déformations récentes implique donc une connaissance préalable de la fabrique de la croûte terrestre et, par conséquent, de l'histoire tectonique de la zone d'étude (voir chapitre précédent). La nature et l'orientation des failles héritées et susceptibles d'être réactivées par les contraintes actuelles sont identifiées et servent de base structurale au report des différentes données de la tectonique récente et actuelle. Cette caractérisation de la croûte terrestre permet de déterminer les mécanismes les plus plausibles des déformations actives.

Ainsi, nombreuses failles géologiques (Carte Géologique de la République d'Haiti, 1/250000^e (source Bureau des Mines et de l'Energie (BME)), ont été identifiées et cartographiées sur la zone d'études (figure 26). Certaines de ces failles ont été présumées actives (Goreau, 1983 ; Momplaisir, 1986 et Amilcar, 1997). La répartition spatiale de ces failles géologiques indique une déformation diffuse dans la Presqu'île du Nord-Ouest. Une carte structurale récente (Colin Nash et Associates Pty Ltd., 2009) du Massif du Nord, au 1/125000^e (figure 27) a été élaborée à partir de l'analyse stéréoscopique de l'imagerie ALOS-Sharpended Landsat TM. Ainsi, cette carte met en évidence les principales failles à signature morphologique récente et par conséquent les failles actives (néotectonique).



Figure 25 : Extrait des failles géologiques d'après la Carte Géologique de la République d'Haiti, 1/250000e (source Bureau des Mines et de l'Energie (BME)). Noter le nombre très important des failles géologiques (représentées par des lignes rouges) témoignant d'une activité tectonique intense ainsi que la répartition de ces failles sur l'ensemble de la zone d'étude, attestant d'une déformation tectonique diffuse.

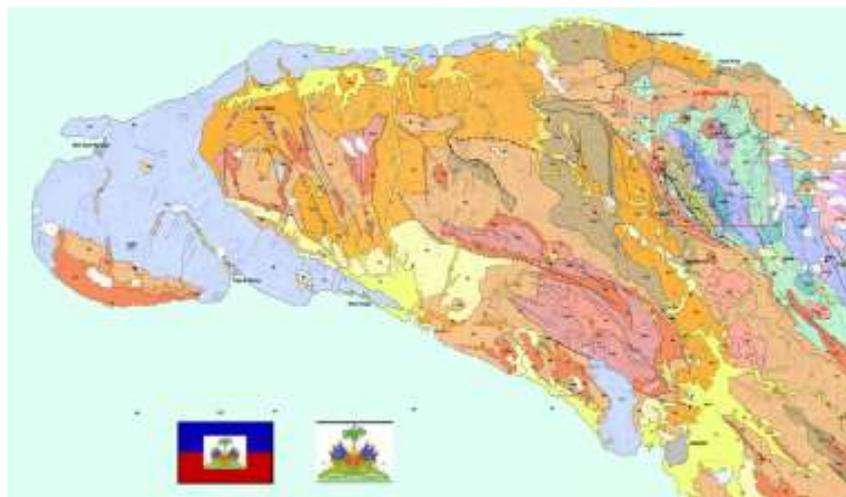


Figure 26 : Carte Structurale du Massif du Nord d'après l'interprétation stéréoscopique de l'image ALOS-Sharpended Landsat TM (Colin Nash and Associates Pty Ltd, 2009). Noter le nombre de failles néotectoniques (représentées par des lignes en noire) relativement faible par rapport à celui des failles géologiques de la figure précédente.

Ainsi dans le cadre de la présente étude, les failles actives identifiées à partir de l'exploitation des études existantes et l'analyse des imageries satellitaires et photographies aériennes ont été pré-cartographier sur fond ortho-photos sur l'ensemble de la zone d'étude (figure 28) et des sites d'observation et de validation de terrain ont été préalablement établie pour faciliter la prospection de terrain.

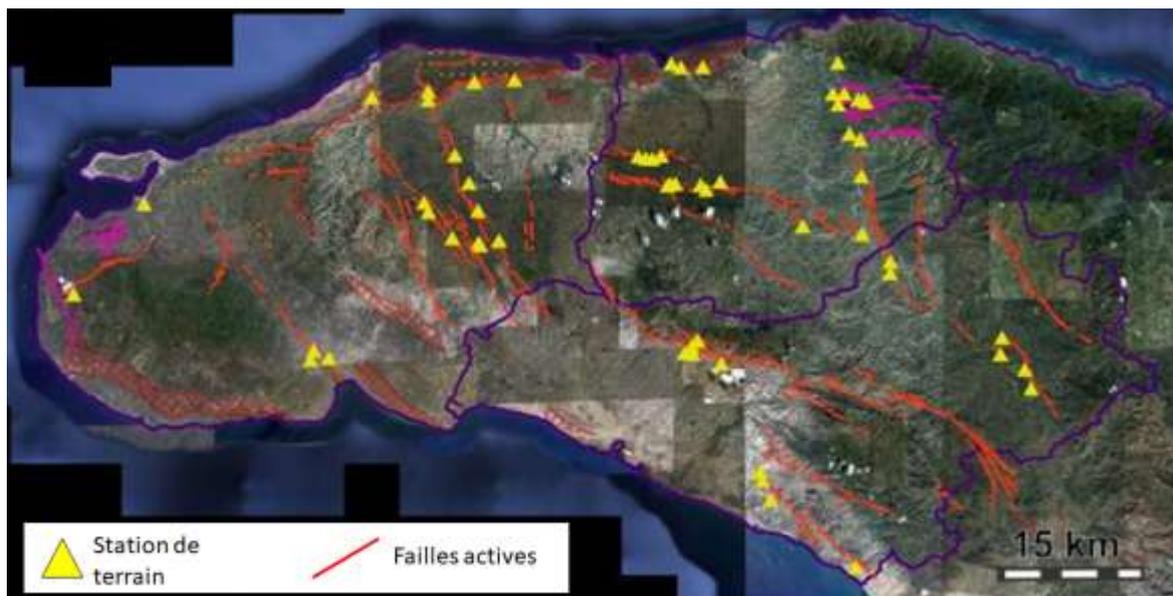
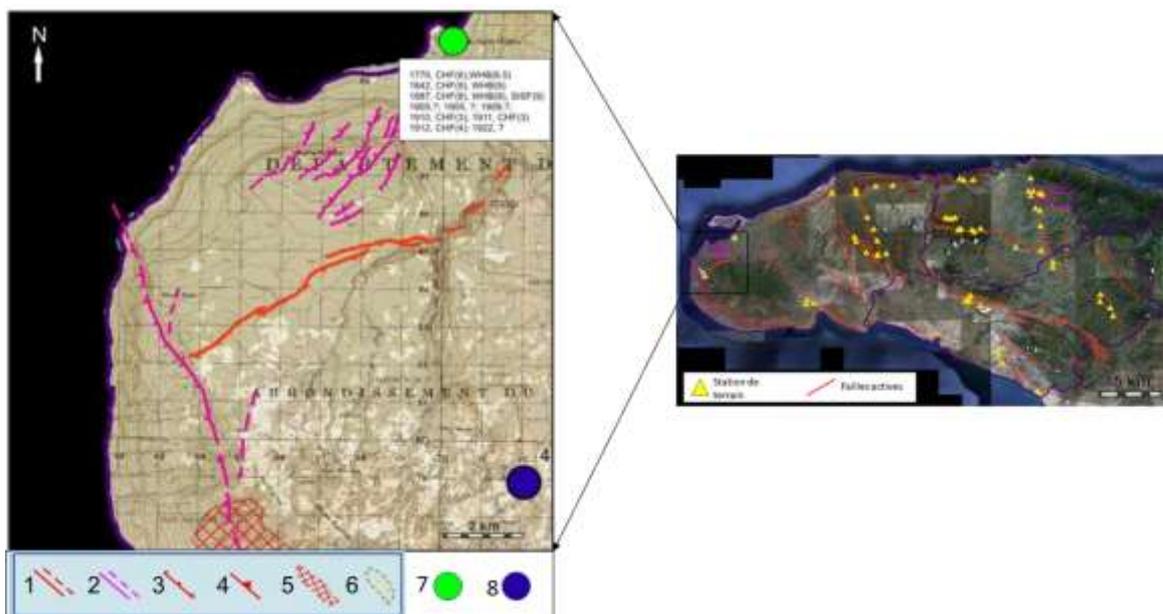


Figure 27 : Pré-cartographie des failles actives de l'ensemble de la zone d'étude (à partir de l'exploitation des études existantes et l'analyse des imageries satellitaires et photographies aériennes) et localisation des principaux sites d'observation de terrain.

4.2.4.2.1. [Système de failles actives de Morne Basse](#) :

Cette structure se situe au Nor-Ouest de la Presqu'île du Nord-Ouest, au niveau de la région SW de la commune de Mole St Nicolas (**figure 30**).



(1) Faille active décrochant ; **(2)** fissure/faille sismogravitaire ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées ; **(7)** Sismicité historique ; **(8)** sismicité instrumentale.

Figure 28 : Carte du système de failles actives de Morne Basse.

La faille active de Morne Basse marquée en rouge dans la figure 30, présente une orientation générale NE-SW (direction $N61^{\circ}$) et s'étend sur environ 9.8 km. Cette faille est segmentée en 4 segments principales (**figure 30**). Le segment le plus à l'Ouest de cette faille est plus marquée

morphologiquement aussi bien en photographie aérienne, MNT et sur le terrain (**figure 31, 32 et 33**).

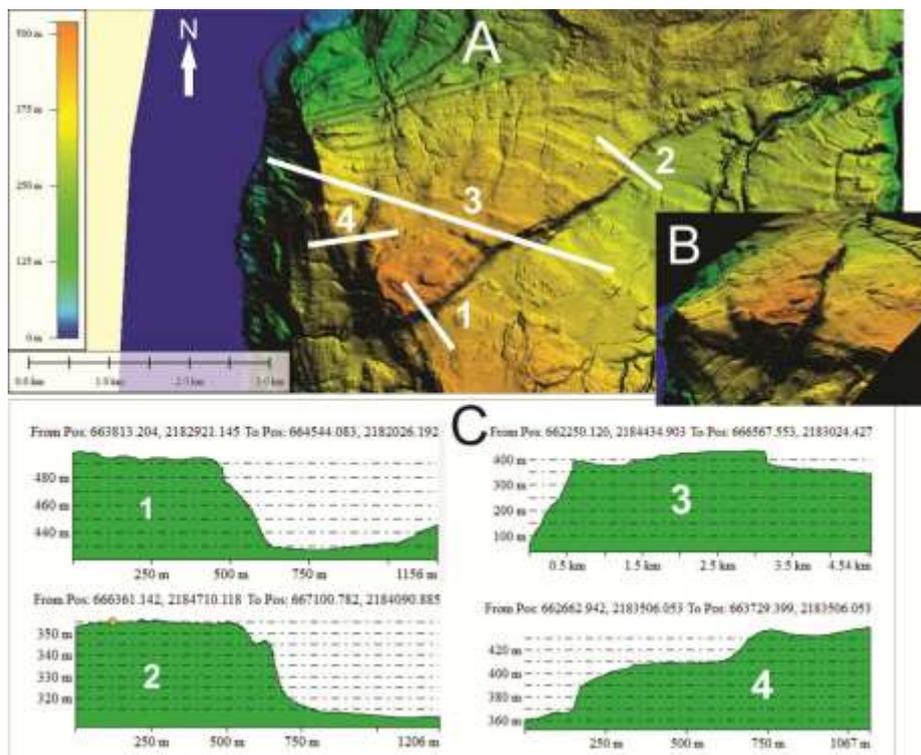


Figure 29 : Signature morphologique très nette du système de faille de Morne Basse révélé par un MNT haute définition (1m à 50 cm) en vision 3D (A et B) et en coupes morphologiques (C : 1, 2, 3 et 4).

Le compartiment Sud-Est de cette faille est effondré (**figure 32-A**). D'un point de vue morphologique l'analyse de l'image LIDAR montre un décalage vertical cumulé de $65 \pm 2m$ (**figure 31-C**) et présente un pendage moyen (avec de dépôt de démentiellement/érosion de l'escarpement) de plus de 30° vers le Sud-Est (**figure 32 B et C**). L'activité récente de cette faille est évidente d'un point de vue stratigraphique, morpho-tectonique et structural. En effet, cette faille recoupe les terrasses marines plio-quadernaires (**figure 32-D**), postérieurement à leurs soulèvement et structuration.

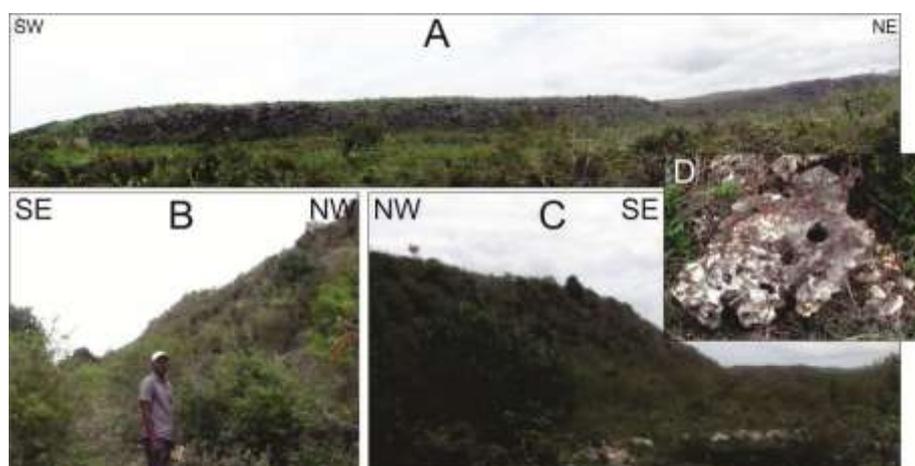


Figure 30 : Vue panoramique d'une portion de l'escarpement de la faille de Morne Basse, qui recoupe les terrasses marines (calcaire récifale- D).

Le système de failles actives de Morne Basse est encadré au Nord et à l'Ouest par un ensemble de fractures/failles normales de plus petites échelles. Ces structures marquées en violet au niveau des **figures 30 et 33**. Ces structures de direction subparallèle à la bordure des terrasses récifales plio-quaternaire (qui forment un plateau à ce niveau) et de pendage général vers la mer, conforme à la pente du plateau, sont vraisemblablement d'origine gravitaires. En effet, les fractures localisées au Nord-Est de la faille de Morne Basse ont chacune une longueur moyenne de 2 km au maximum. Elles sont de direction générale NE-SW et dessinent un gradin à fort pendage vers le N-W en direction de la plus forte pente cohérent avec un mouvement gravitaire de grande ampleur (**figures 30 et 33**). Les fractures situées à l'Ouest, se démarquent par une fracture de plus grande ampleur (9.5 km de long), de direction générale NNW-SSE, qui semble épouser la forme et délimiter le plateau récifal à l'Ouest. Le pendage général de cette structure est vers l'Ouest, en direction de la plus forte pente (**figures 30 et figure 31-C 3 et 4**) et coïncide avec un dénivellement généralisé très active de la bordure du plateau à ce niveau. Au regard de l'ampleur de ces structures ces mouvements gravitaires seraient co-sismiques et donc d'origine sismogravitaire. Des manifestations équivalentes ont été d'ailleurs observées dans différentes localités de la Presqu'île du Nord-Ouest ainsi que l'île de la Tortue.

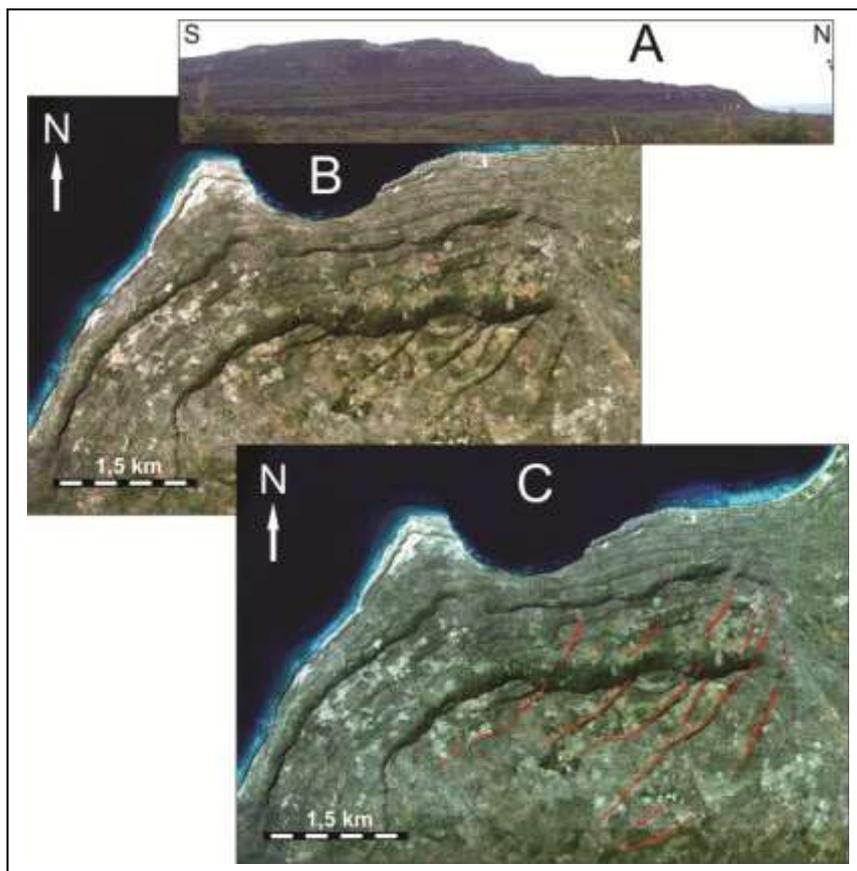


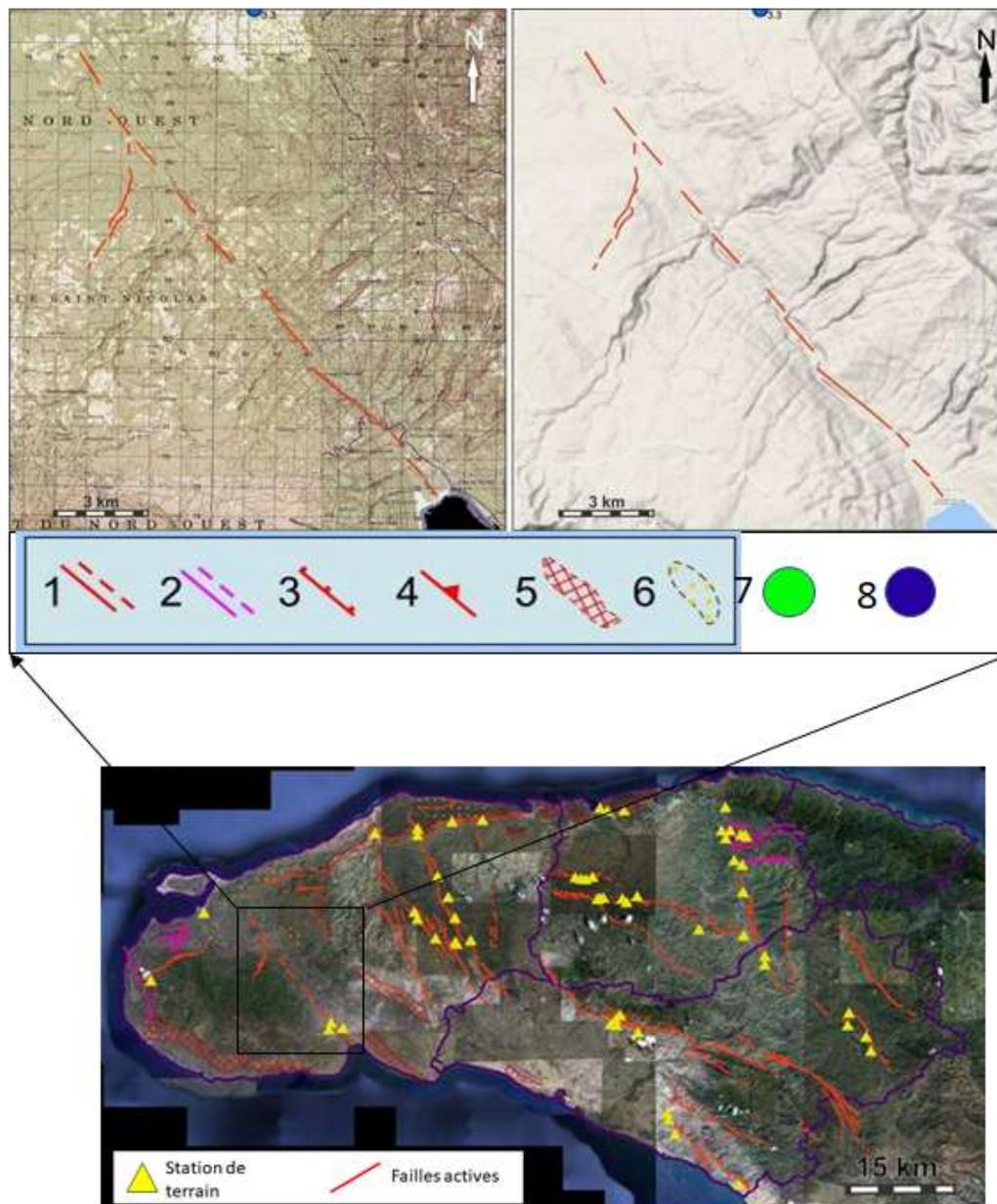
Figure 31 : Fractures d'origine sismogravitaire affectant les terrasses marines récifales Plio-quaternaire au niveau de la bordure nord de la pointe de la Presqu'île du Nord-Ouest, à proximité Ouest de l'agglomération du Mole Saint-Nicolas (A ; vue panoramique des terrasses marines depuis le mole saint Nicolas ; B et C : signature morphologique nette de fractures actives sismogravitaire en photographie aérienne et imagerie satellitaires.

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois

siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.2. [Faille active de Henne](#)

Cette structure est d'orientation générale NW-SE (N140°) et de 18 km de long (**figure 34**).



(1) Faille active décrochant ; **(2)** fissure/faille sismogravitaire ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées ; **(7)** Sismicité historique ; **(8)** sismicité instrumentale.

Figure 32 : relevé cartographique de la faille active de Henne sur le fond topographique au 1/50000^e (à gauche) et MNT haute précision - au pas de 50 cm à 1m – (à droite).

Cette structure dont la trace est morphologiquement bien marquée, affecte principalement des formations calcaires récifales d'âge Quaternaire (carte géologique de la République d'Haïti au 1/250000^e) le long de la totalité de son parcours. En effet, la totalité de la zone de la faille est marquée par une succession de terrasses marines récifales Plio-quaternaires qui caractérisent la Presqu'île du Nord-Ouest (**figure 35**).

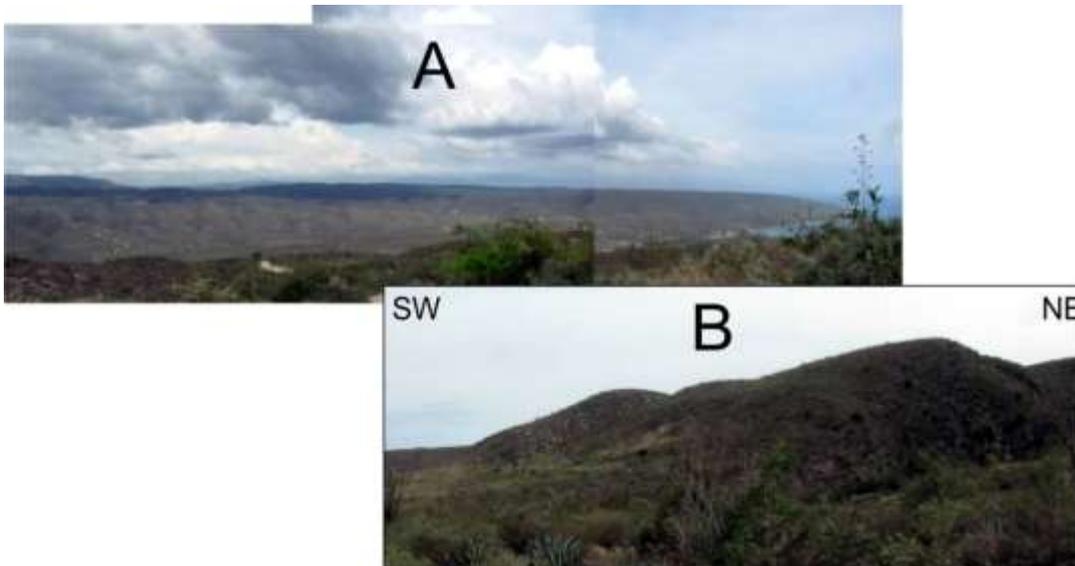


Figure 33 : Vue panoramique des terrasses marines récifales d'âge quaternaire encadrant la **faille de Henne** au niveau de son l'extrémité SW.

Ce système de faille et plus largement la dépression de Henne, semble avoir une longue histoire tectonique. Son activité tectonique antérieure à la formation des terrasses récifales quaternaire est attestée par l'alignement générale de ces terrasses parallèlement et de part et d'autre de cette structure (figure 36). Ainsi les terrasses ne sont pas directement affectées par l'activité récente de cette faille.

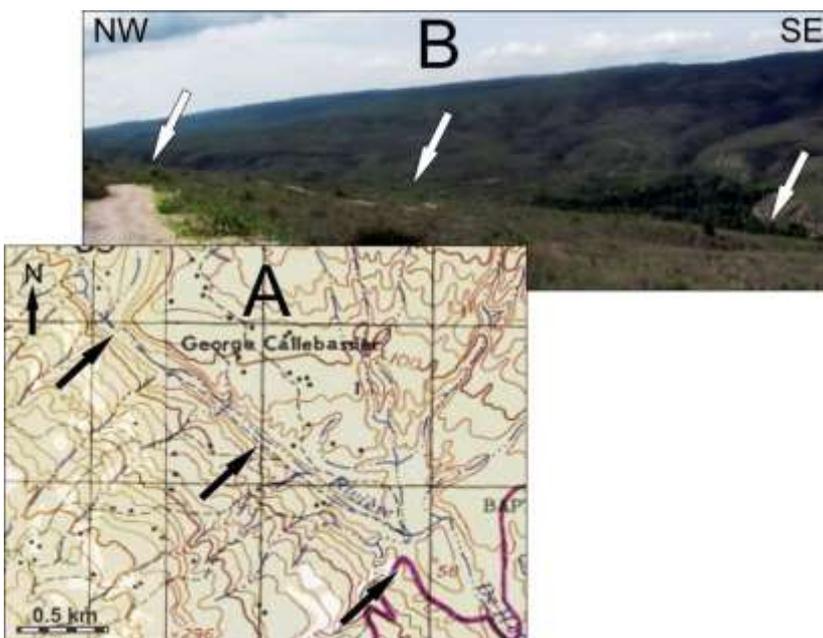


Figure 34 : Bordures des terrasses (topographie), parfaitement alignée a l'axe de la faille : évidences morphologiques à partir de l'analyse topographique (A) et des observations de terrain (B).

Cependant des indices d'activités récentes ont été observées localement le long de cette structure. En effet, l'analyse des imageries LIDAR, le long de cette structure, démontre une signature morphologique discontinue et a peine perceptible à travers les formations alluviales quaternaires à récentes, mais suffisamment nette par endroit pour confirmer l'activité récente de cette faille (Figure 37). En effet, cette faille affecte à son passage :

- Un cône de déjection récent (figure 37 -C) ;
- Le lobe d'un méandre récent (figure 38 C)

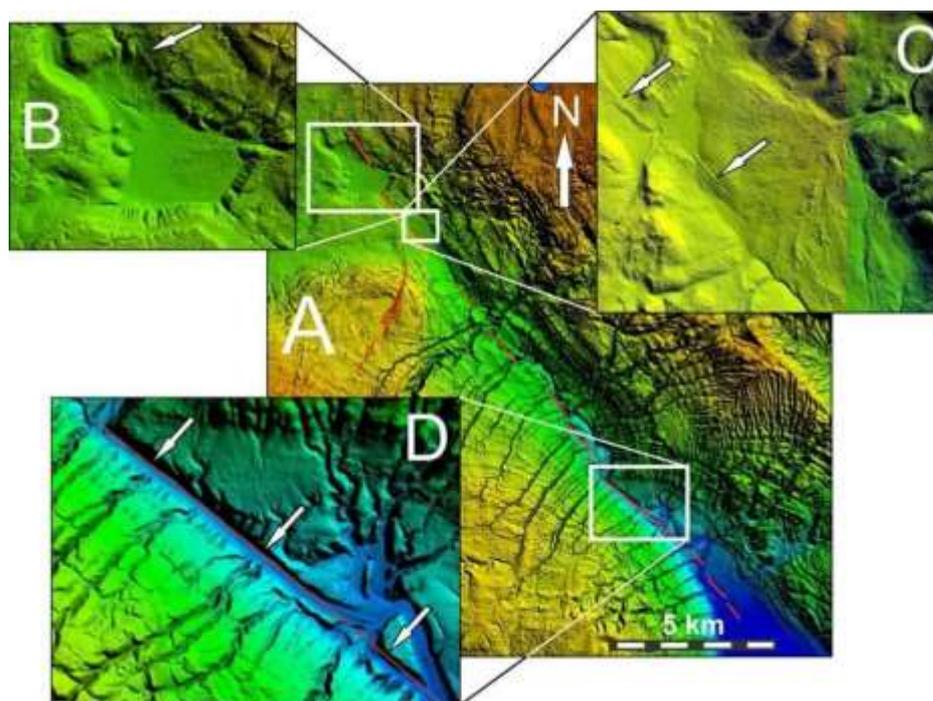


Figure 35 : Expression morphologique de la faille active de Henne en imagerie LIDAR. Les évidences d'activités sont indiquées par des flèches blanches : Escarpement de de faille affectant un cône de déjection (B et C), situé au SW de Fond Pomme ; Escarpement parfaitement rectiligne et morphologiquement bien nette au passage de la faille parfaitement rectiligne de la faille (D).

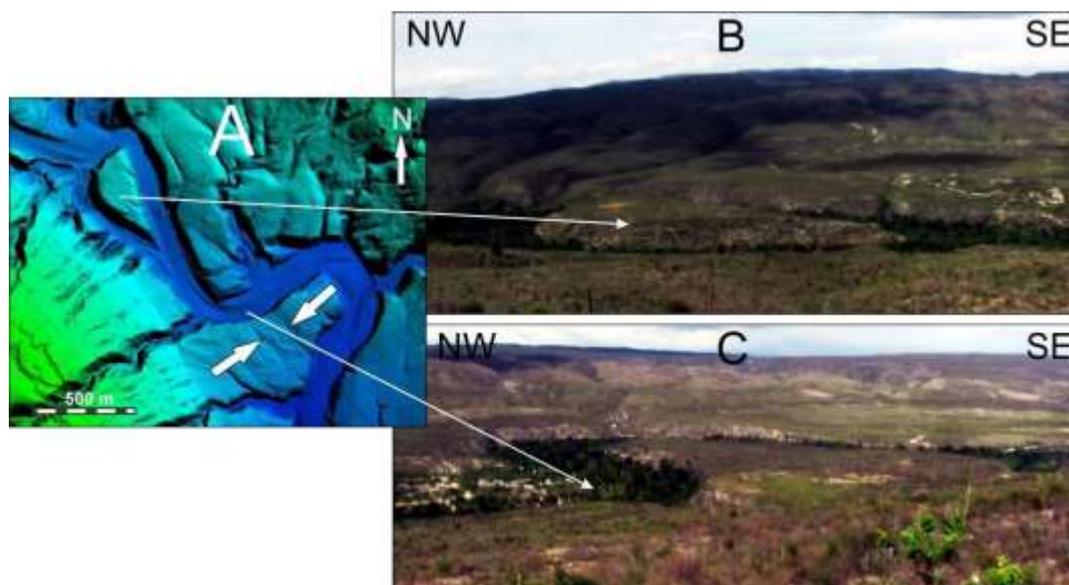
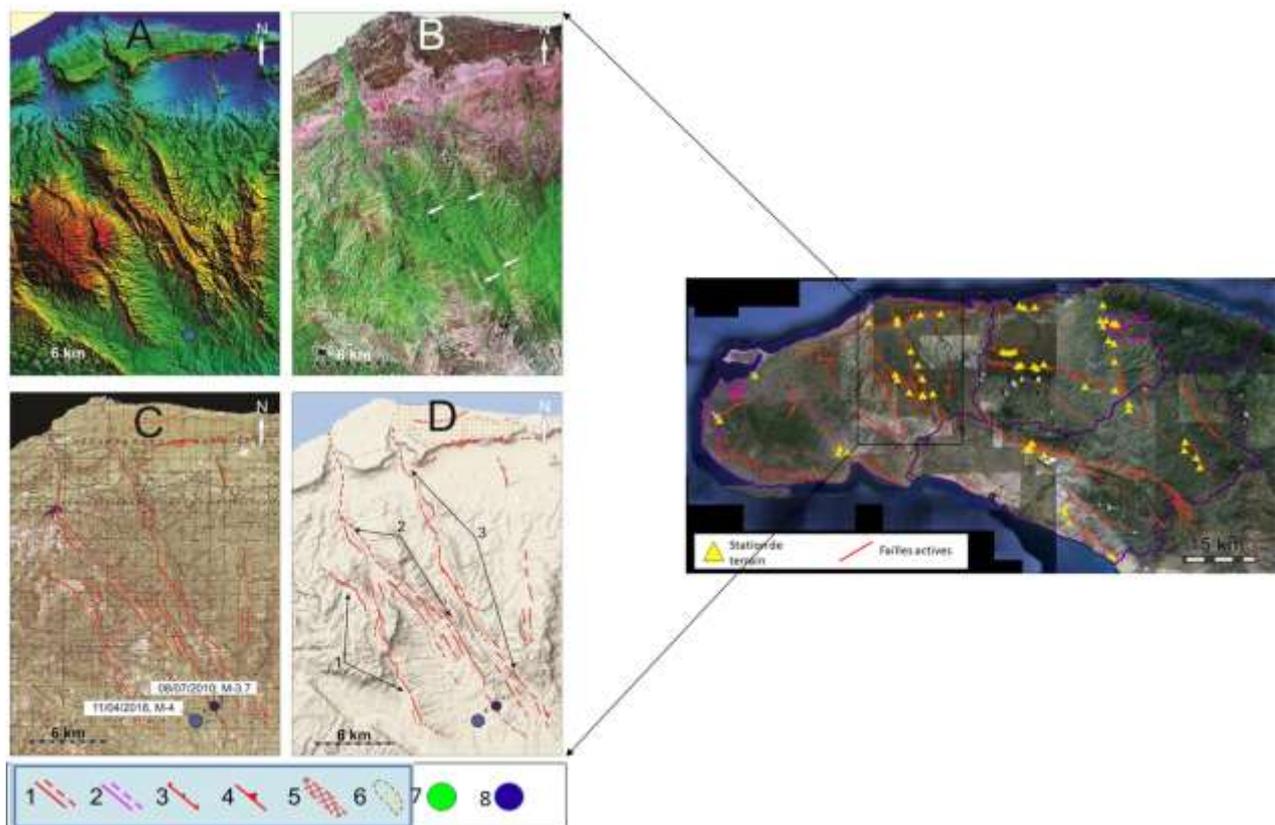


Figure 36 : Expression morphologique de la faille active de Henne en imagerie LIDAR et sur le terrain qui affecte le lobe d'un méandre récent.

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé directement à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.3. [Système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche](#)

Ces structures d'orientation générale NNW-SSE (N148°) et d'environ 27 km de longueur maximale (**figure 39**), affectent principalement des formations sédimentaires et volcaniques d'âges Crétacé inférieur., Eocène et Miocène supérieure (carte géologique de la République d'Haïti au 1/250000°). Ce système de failles se compose de 3 branches principales subparallèles et segmentées. Elles sont désignées sur la figure 39, en branche (1) Ouest, branche (2) centrale et branche (3) Est (figure 39- D).



(1) Faille active décrochant ; **(2)** fissure/faille sismogravitaire ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées ; **(7)** Sismicité historique ; **(8)** sismicité instrumentale.

Figure 37 : Expression morphologique et cartographie du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche en imagerie LIDAR et fond topographique au 1/50000e.

Ce système de faille est morphologiquement bien marqué aussi bien en imagerie satellitaire et LIDAR, que sur le terrain (figures 40, 41 et 42). L'analyse détaillée du segment centrale, montre une asymétrie de pente de part et d'autre de ce dernier. En effet, la pente Ouest présente une moyenne de 31° W et celle de l'Est de seulement 12° E, ce qui implique que le plan de faille se situe plutôt à l'ouest de la ligne de crête (figure 41 (E et F) et figure 40 (B)).

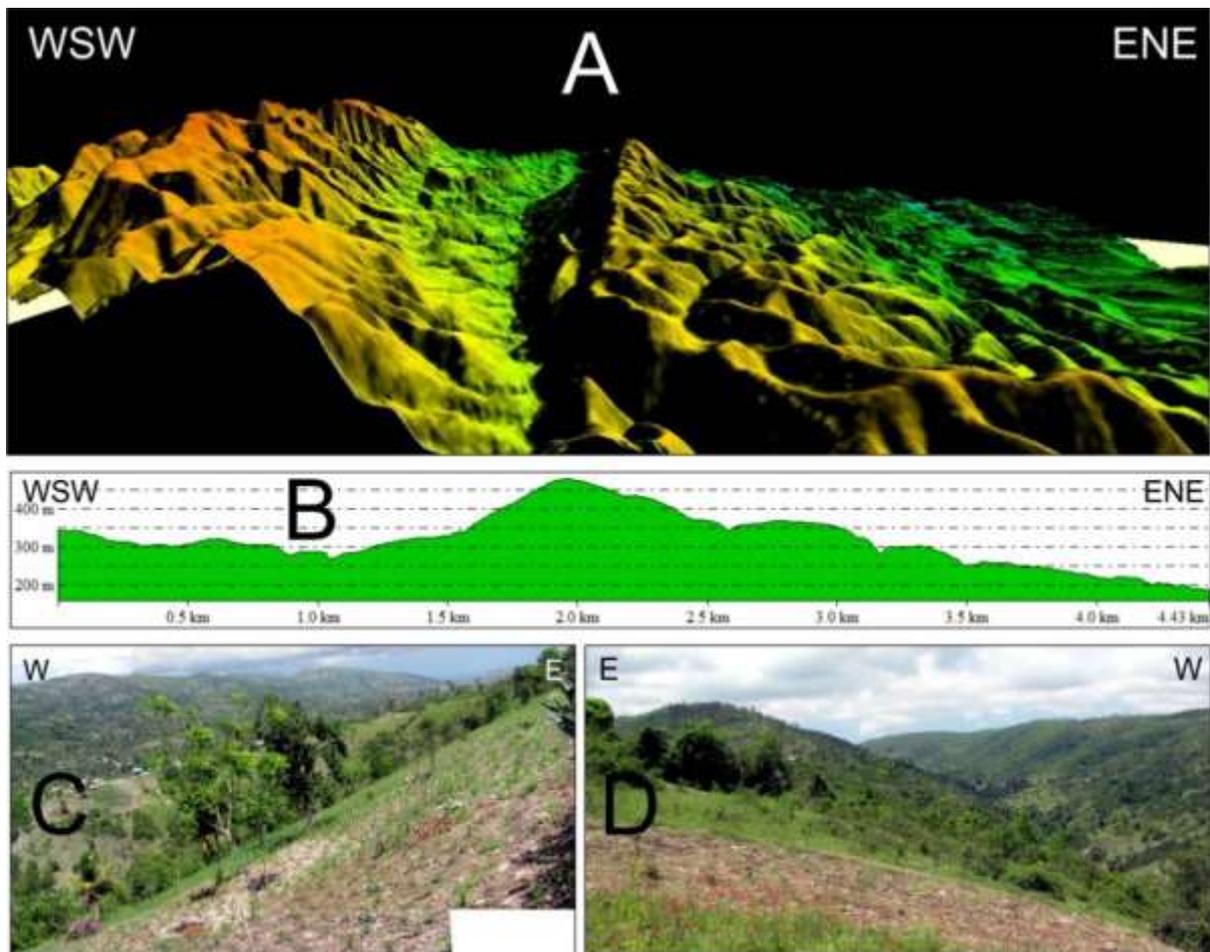


Figure 38 : Expression morphologique nette en imagerie LIDAR et sur le terrain (A, C, D), de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche. L'escarpement bien marqué (A) montre une asymétrie de pente de part et d'autre (coupe B). En effet, la pente Ouest présente une moyenne de 31° W et celle de l'Est de seulement 12° E, ce qui implique que le plan de faille se situe plutôt à l'ouest de la ligne de crête.

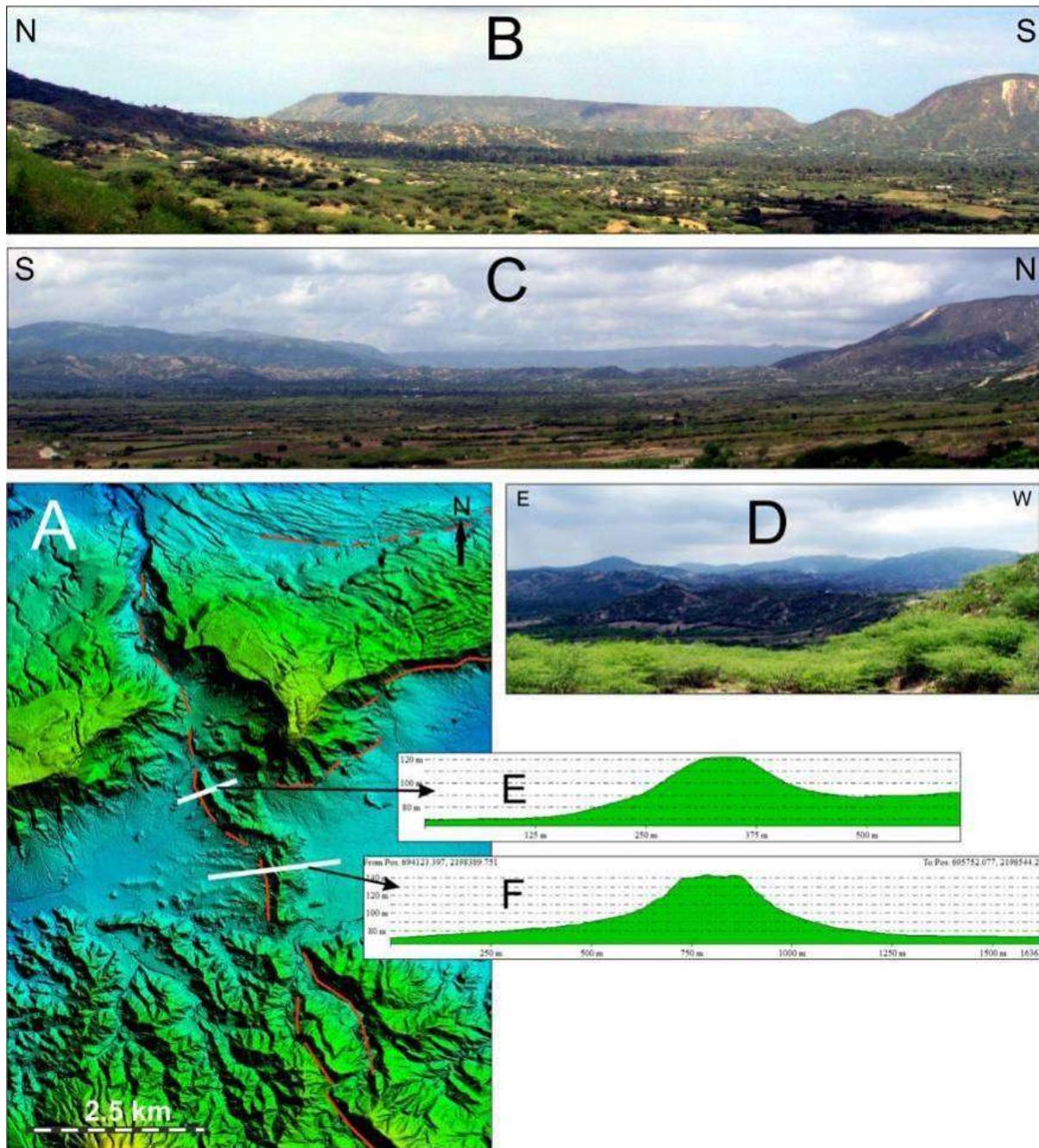


Figure 39 : Expression morphologique nette en imagerie LIDAR et sur le terrain (A, B, C, D), de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche, montrant 2 segments en échelon, traversant une dépression quaternaire. L'escarpement est constitué de marnes d'âge Eocène-Miocène qui traversent les dépôts alluviaux quaternaires. Coupes morphologiques de cet escarpement de faille (E, F).

L'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche, montrant 2 segments en échelon très nettes, traversant une dépression quaternaire (figure 41). Ces 2 segments forment deux collines rectilignes allongées selon un axe NNW-SSE, constituées de marnes d'âge Miocène intensément plissées, qui traversent les dépôts alluviaux quaternaires (figure 42).

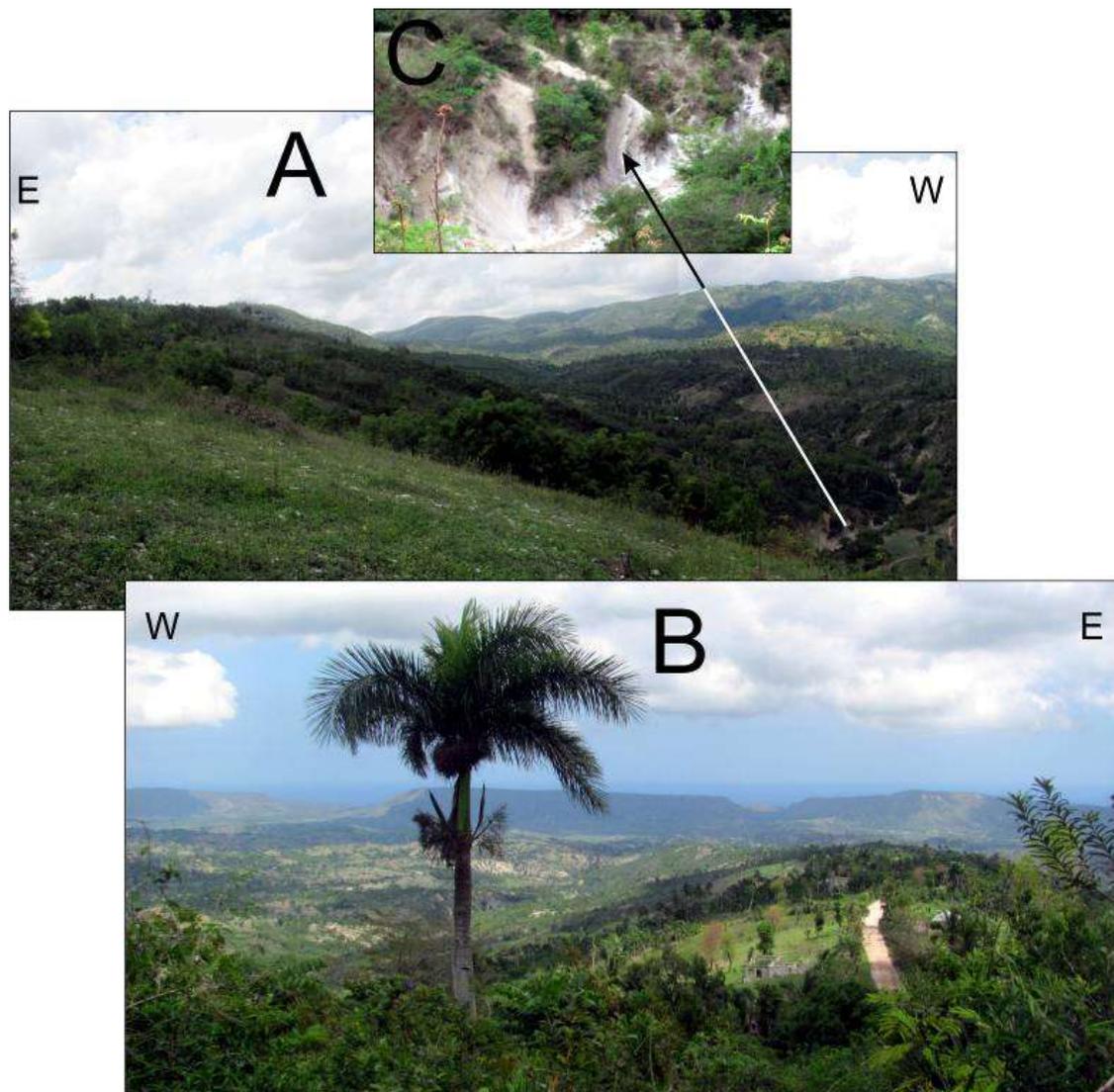


Figure 40 : Affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche (A, B) montrant que cet escarpement est constitué de marnes Eo-Miocène intensément plissées qui traversent les dépôts alluviaux Quaternaires (C).

Au niveau du segment centrale de la branche Ouest du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche, un plan de faille strié a été observé. Ce plan de faille de direction N135°E et de pendage sub-verticale ($\sim 90^\circ$) avec des stries de pitch 40°S indiquant une cinématique décrochant senestre, affecte des calcaires béchiques a nodules de silex (figure 43- B)

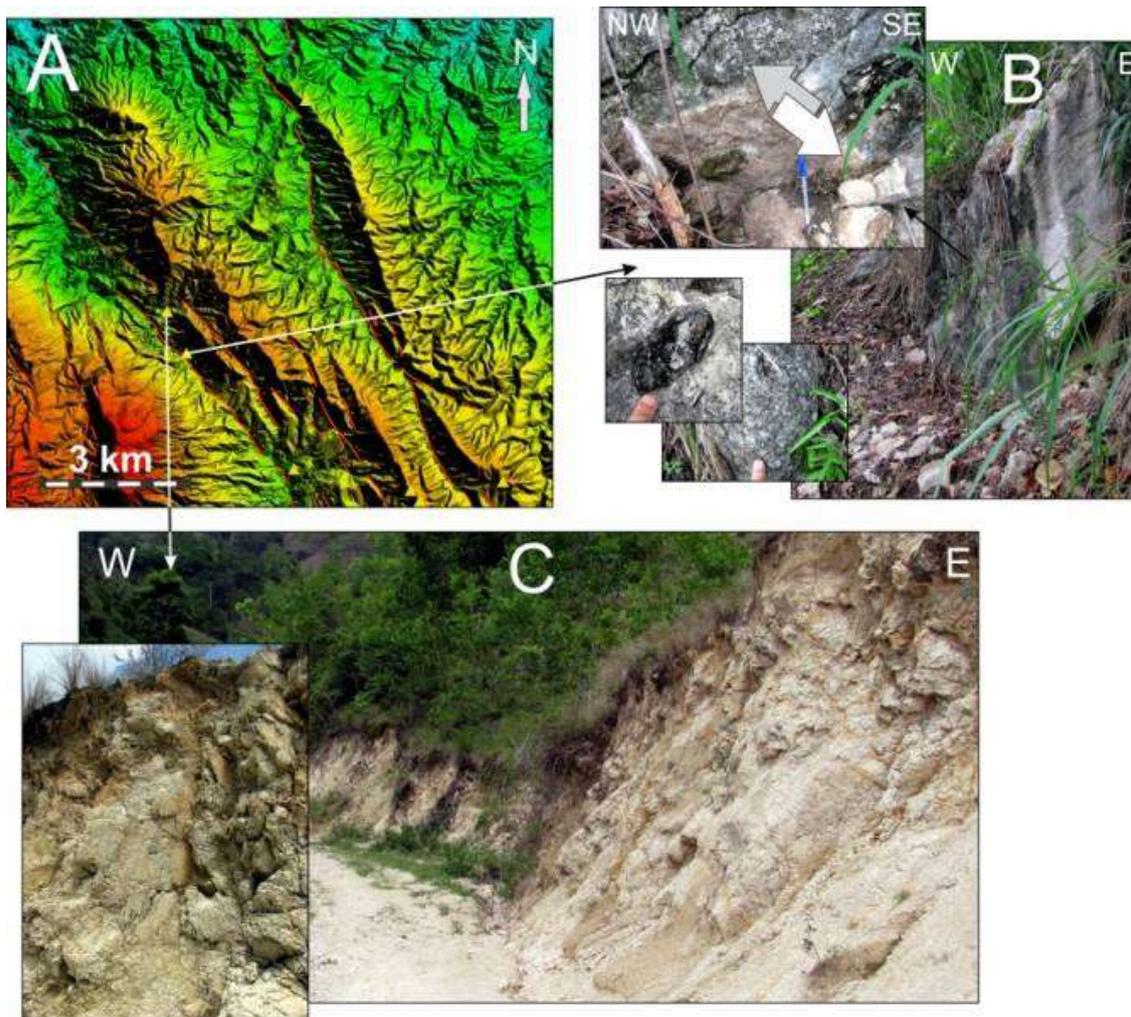


Figure 41 : Affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche (A) montrant un plan de faille affectant des calcaires béchiques à silex avec des stries indiquant une cinématique en décrochement senestre (B).

Un peu plus au nord du site précédent, nous avons observé toute un ensemble de plans de failles (**figure 44-C**). L'analyse des microstructurale de cette station microtectonique, nous a permis de mettre en évidence deux directions de contrainte bien distinctes :

- Une direction NE-SW associée à des failles (indiquée en rouge sur la figure 44) ;
- Une direction NNE-SSW associée à une schistosité (indiquée en vert sur la figure 44) ; Ce dernier est antérieur au précédent.

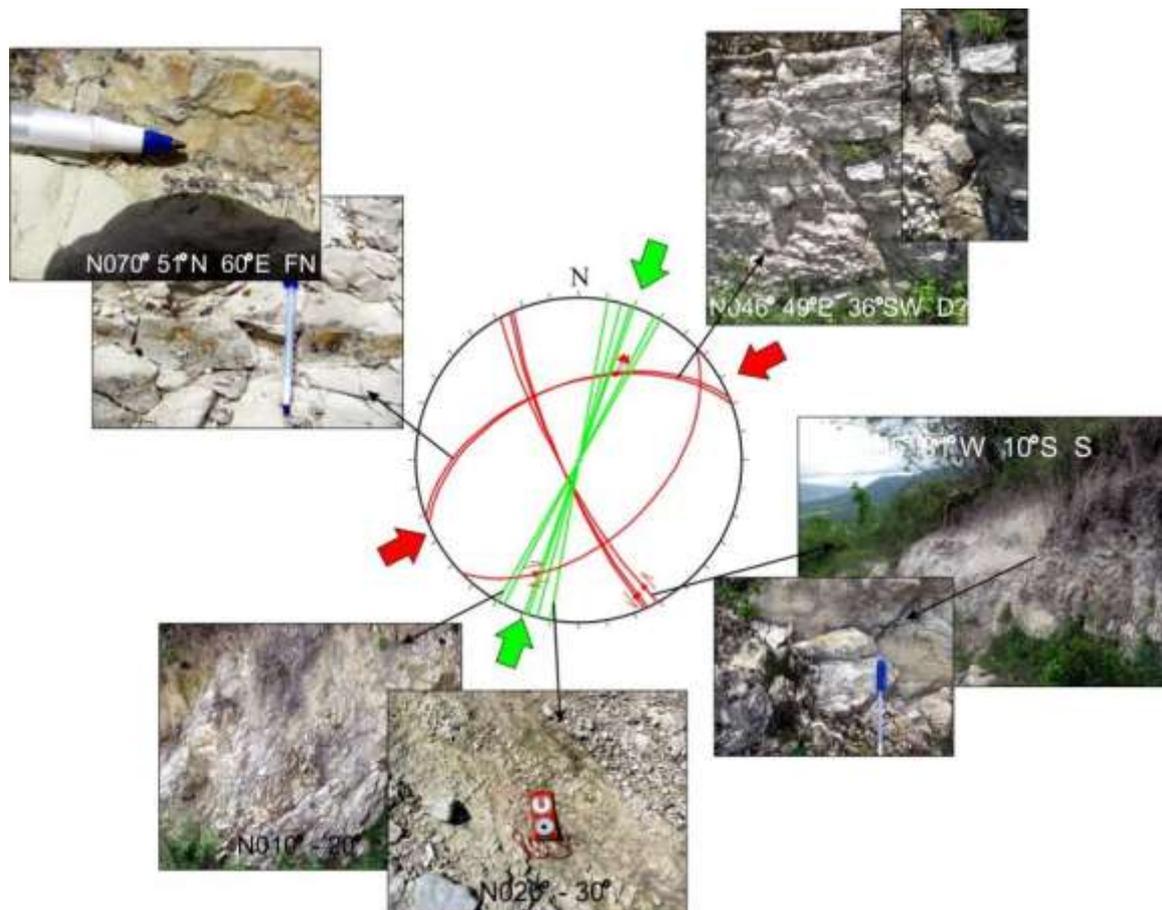
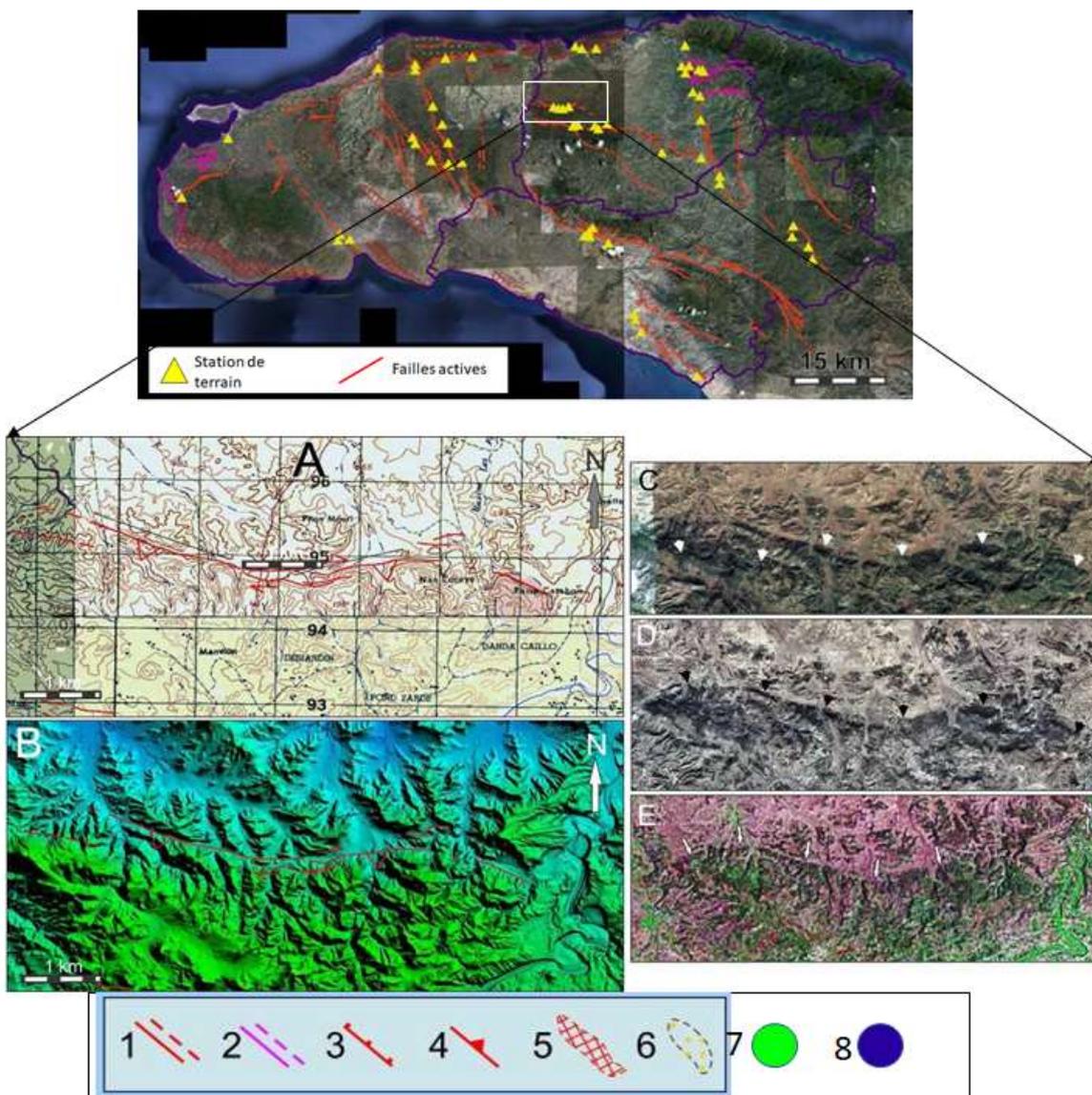


Figure 42 : Station microtectonique au niveau d'un affleurement le long de l'escarpement de la branche centrale du système de failles actives NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche montrant deux épisodes tectoniques (2 directions de contraintes différentes). La direction NW-SE (associée aux failles -ROUGE) étant plus récente que la direction NNW-SSE (associée à la schistosité-VERT).

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), deux (2) séismes très récents et de faible magnitude (un en 2010 de magnitude 3,7/USGS et un autre en 2018 de magnitude 4,0 / BME) semblent être associés à ce système de faille et plus particulièrement à l'extrémité sud de la branche centrale de ce système de faille active.

4.2.4.2.4. [Système de failles actives de Piton Mouri](#)

Cette structure d'orientation générale sub-Est-Ouest et d'environ 9 km de long, présente une géométrie concave, une segmentation et une orientation variable de N43E à N107° E, cohérente avec une faille à cinématique principalement inverse (**figure 45**).



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actives d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées ; (7) Sismicité historique ; (8) sismicité instrumentale.

Figure 43 : Expression morphologique de la faille active de Piton-Mouri en imagerie LIDAR (B), Satellitaire (C, D, E) et relevé cartographique sur fond topographique au 1/50000^e (A).

Cette structure d'échelle géologique figure sur les cartes géologiques existantes au 1/250000^e (BME) ainsi qu'au 1/125000^e (Colin Nash and Associates Pty Ltd, 2009), mais sans aucune précision concernant sa cinématique.

Cette structure est morphologiquement très nette aussi bien sur les imageries aériennes et satellitaires que sur le terrain (figures 45, 46 et 47), Nombreux sites attestent de l'activités récente de cette structures (figure 46).

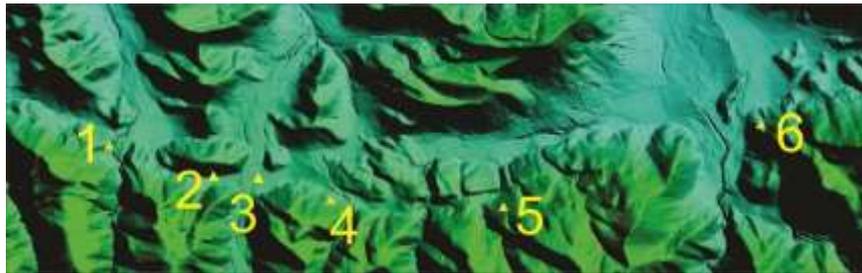


Figure 44 : Expression morphologique de la faille active de Piton-Mouri en imagerie LIDAR et localisation des stations d'observation des évidences d'activité récente de cette structure.

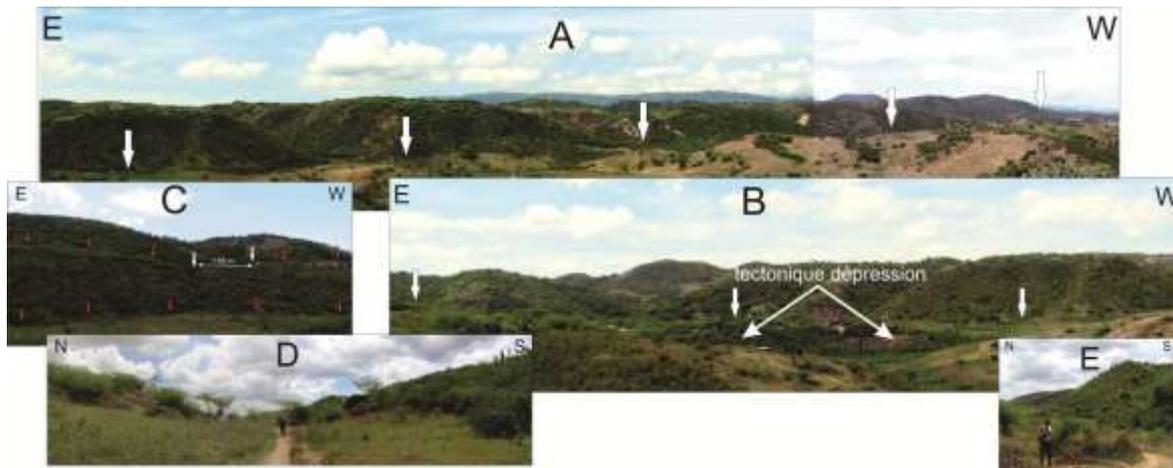
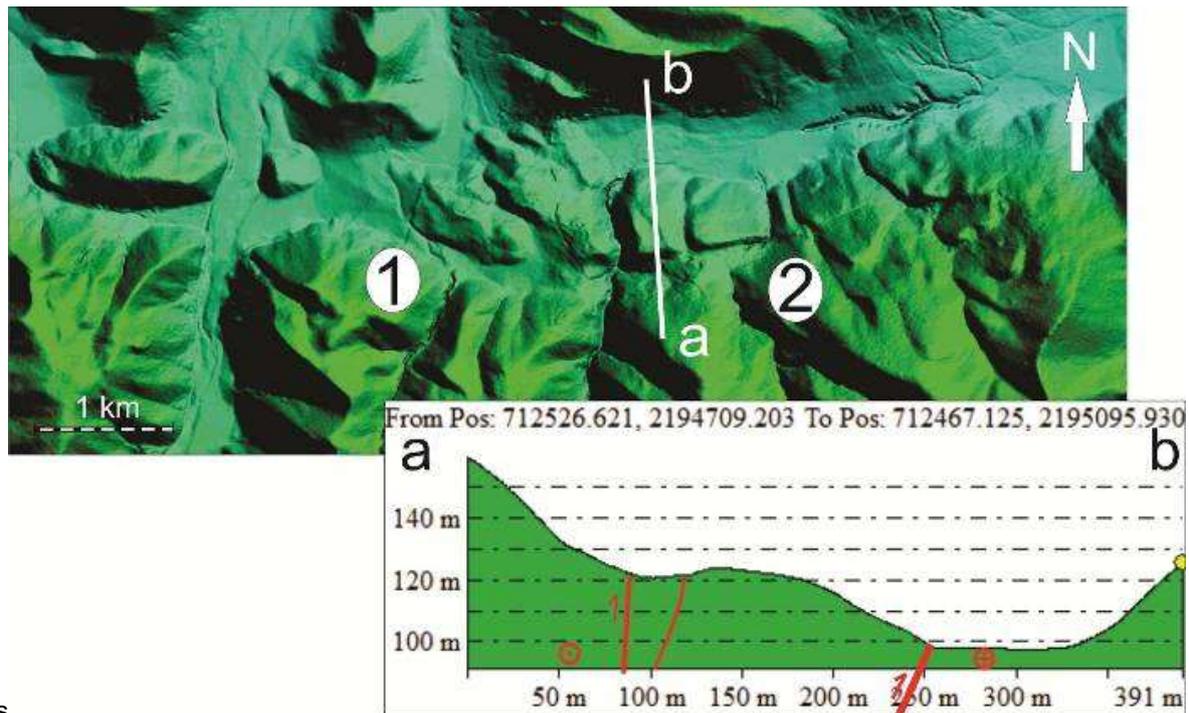


Figure 45 : A- Segments Est de la faille principale de Piton Mouri ; B- Nombreuses dépressions d'origine tectonique sont alignés au pied de l'escarpement ; C - Une faille secondaire coupe la topographie d'escarpement principale : un ruisseau est décalé d'environ 85 m (point 5 figure 46). ; D- La faille coupe la topographe (point 2 figure 46). E- L'escarpement de faille présente une hauteur de plus de 40m (point 2 figure 46). Le point est indiqué sur la figure 51 (3).

En effet :

1. Cette faille recoupe la topographie : Ceci est particulièrement nette aussi bien en imagerie LIDAR (figures 46-1,2,3,4 et 5) que sur le terrain (figure 47 D) ;
2. Nombreux cours d'eau sont déviés à son passage :
 - Un premier cours d'eau (figures 46-5) est dévié d'environ 85 m vers la droite, et semble indiquer une composante apparente décrochant dextre le long de cette structure à ce niveau. Ceci est particulièrement nette aussi bien en imagerie LIDAR (figures 46-5, 48-2) que sur le terrain (figure 47-C).
 - Un deuxième cours d'eau (figure 46-4), présente un décalage apparent d'environ 75 m vers la gauche très nette aussi bien en imagerie LIDAR (figures 46-4, 48-1) que sur le terrain et semble indiquer une composante apparente décrochant senestre le long de cette structure à ce niveau.



L'es

Figure 46 : Faille secondaire qui recoupe la topographie de l'escarpement de la faille principale. 2 cours d'eau décalés par cette faille : le premier d'environ 75m en senestre (point 1) et le second dévié d'environ 85m dextre (point 2).

3. pente très raide, et une hauteur de plus de 40m par endroit (figures 46-4 et 47-E). Cet escarpement est par ailleurs, souligné par plusieurs dépressions fermées situés à son pied et favorable à l'agriculture (figures 47-B).
4. Un cône de déjection intensément cultivé, se situe sur la trajectoire de cet escarpement vers l'Est (figure 46-6 et figure 49). Le cône de déjection, ne semble pas être affecté par la faille. En effet, à ce niveau, la zone de la faille est marquée par un mélange tectonique représenté par (figure 49) :
 - des conglomérats moyennement consolidés (figure 49-C),
 - des microconglomérats bien consolidés est stratifiés (figure 49-D) et marqués par une schistosité : $S_0 - N170^\circ 72^\circ E$,
 - des calcaires marneux (figure 49-E), marqués par une schistosité $S_0 - N160^\circ 54^\circ E$.

Seul le premier niveau de conglomérats moyennement consolidés est affecté par la faille. En effet un plan de faille strié a été observé : ce plan de faille est de direction $N 40^\circ E$ et a un pendage de $45^\circ NW$ et présente des stries mécaniques de $20^\circ SW$ à cinématique Senestre.

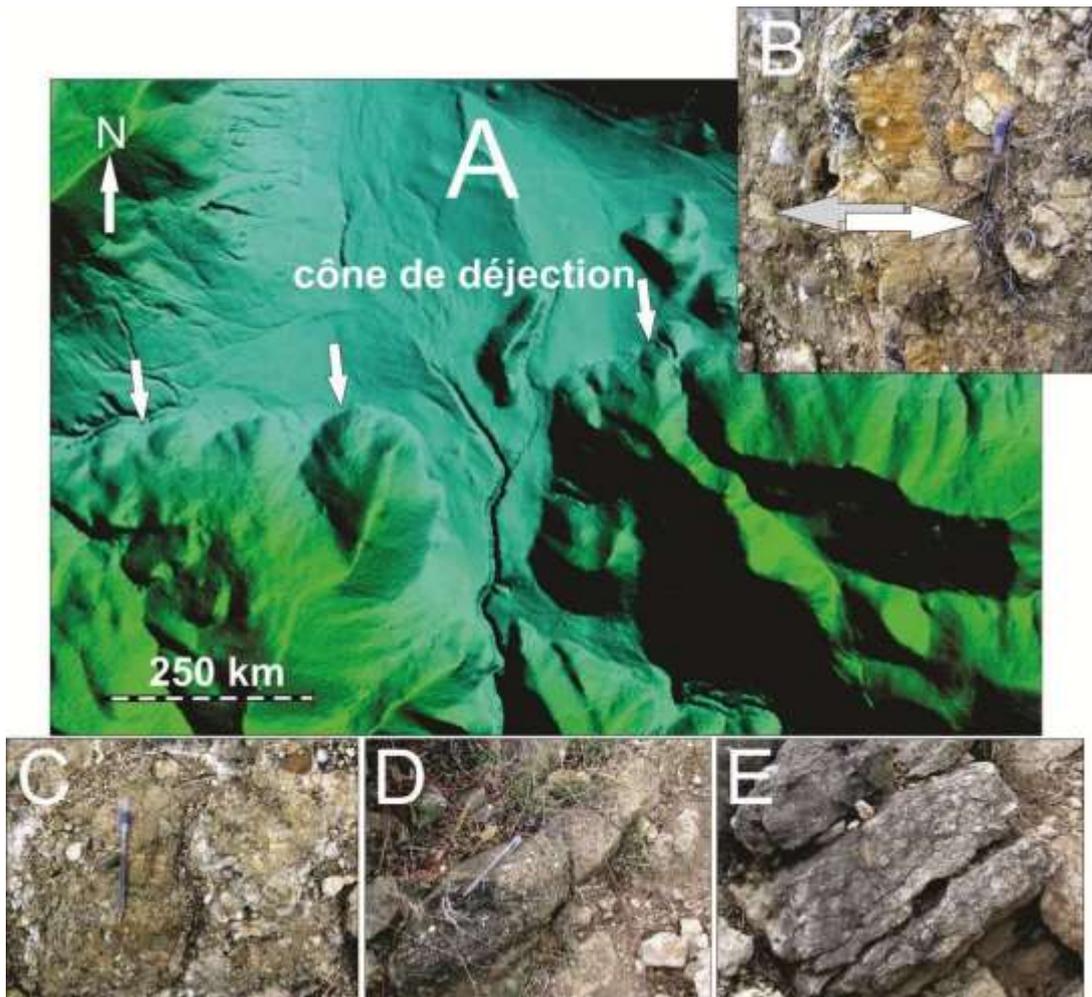


Figure 47 : Un cône de déjection intensément cultivé, se situe sur la trajectoire de cet escarpement vers l'Est (figure 46-6 et figure 49). Le cône de déjection, ne semble pas être affecté par la faille (A). La zone de la faille est marquée par un mélange tectonique représenté par des conglomérats moyennement consolidés (C), des microconglomérats bien consolidés stratifiés (D), et des calcaires marneux (E).

Toutes ces observations attestent de l'activité de cette structure ainsi que de sa cinématique. La géométrie, la morphologie et la direction de l'escarpement ainsi que les observations de terrain et les analyses structurales et microtectoniques convergent vers une cinématique de faille inverse oblique avec un composant décrochant senestre (figures 48, 49, 50). En effet, au fond de la vallée les couches calcaires micritiques sont presque à l'horizontal, tandis qu'à proximité de la faille, ils sont inclinés et présentent un pendage d'environ 30° vers le N. A ce niveau, une faille secondaire a été observée. La faille principale met en contact les calcaires probablement d'âge Crétacé inférieur qui viennent chevaucher les marnes de Miocène supérieur.

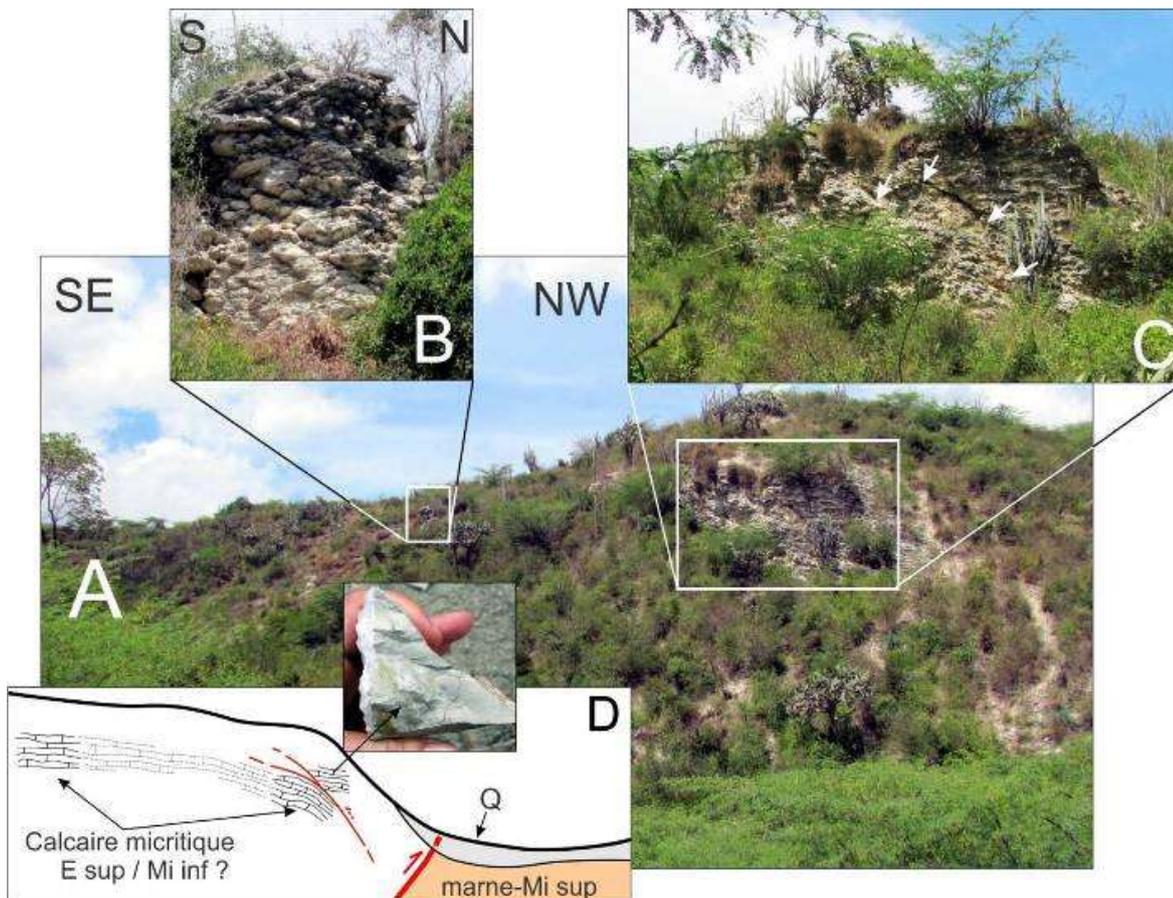
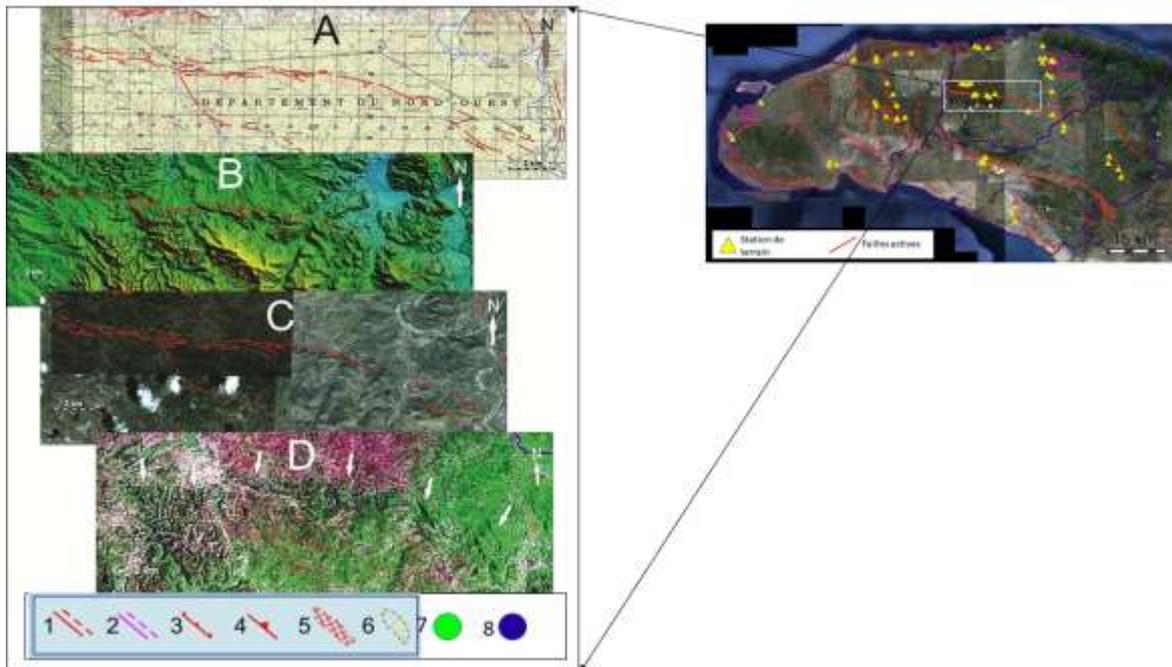


Figure 48 : Faille inverse déduit à partir de la morphologie d'escarpement, les indices structurales de couches ainsi que le contact géologique. Le site est indiqué sur la figure 46 (1).

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'échantillon de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.6. Système de failles actives de Morne Fouco – Morne Rampas

Le système de faille de Morne Fouco – Morne Rampas se situe au sud du système de faille Piton Mouri (chapitre précédent) et présente beaucoup de similitudes sur le plan morphologiques, géologiques, géométriques et cinématiques et avec ce dernier (figure 50).



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées ; (7) Sismicité historique ; (8) sismicité instrumentale.

Figure 49 : Localisation et expression morphologique du système de failles actives de de Morne Fouco – Morne Rampas en imagerie LIDAR (B), Satellitaire (C, D) et relevé cartographique sur fond topographique au 1/50000^e (A).

Le système de failles de Morne Fouco – Morne Rampas est de plus grande échelle que celui de Piton Mouri, Il est en effet est deux fois plus long, et s'étend ainsi sur environ 22km de long. Il est segmenté en 3 segments principaux : 1 segment occidental ou Ouest, 1 segment central et 1 segment oriental ou Est. Ce système de failles s'étend ainsi selon une direction générale Est-Ouest dans sa partie occidentale et centrale et s'infléchi vers légèrement vers le Sud-Est selon une direction moyenne N117° E dans sa partie orientale (figure 51). A ce niveau le système de faille se ramifie en plusieurs branches elles-mêmes segmentés (figure 51).

Les 2 premiers segments occidental et centre sont séparée par la rivière Moustique. Ces 2 principaux segments sont eux même segmentés et ont une cinématique inverse, le segment Est dit de segment de **Morne Fouco** (segment 1, fig. 51-A) à la différence de ceux du centre et de l'Ouest dit segment de **Morne Rampas**, (segment 2, fig. 51-A) à un pendage vers le Nord. Les 2 segments (**Morne Fouco** et **Morne Rampas**) mettent en contact les calcaires du Crétacé inférieur avec les marnes du Miocène supérieur. Pour le segment de l'Est de **Morne Fouco**, les calcaires sont au Nord, par contre à l'Oust, le segment de **Morne Rampas** c'est au contraire.

Sur le plan morphologique, ce système de faille est marqué par une rupture de pente (topographique), brutale est nette aussi bien en imagerie satellitaire que sur le terrain (figures 51, 52 et 53).



Figure 50 : Signature morphologique nette du système de faille de Morne Fouco – Morne Rampas vue à partir du Horst du Riche Monde.



Figure 51 : Signature morphologique nette du segment de faille de Morne Rampas aussi bien sur le terrain qu'en imagerie satellitaire (vue google 3D).

Des déformations caractéristiques d'une tectonique compressive ont été observé le long de la partie Est du segment Morne Rampas (figures 54, 55, 56) :

1. La rivière de Moustique est deviee dans le sens senestre au passage de cette faille (figure 54-B).

2. Dans la vallée de Moustique au niveau de la zone de la faille, deux failles inverses de pendages opposés ont été observées (figures 55, 56).
3. Les marnes miocènes en compression ont subi un fort raccourcissement. En effet, des plis de direction Est-ouest (figure 55-B) ainsi que de nombreuses failles sont observés dans les marnes (B). Les failles se présentent comme des chevauchements en duplexe le long de plans imbriqués de pendage d'environ 30° (figure 56). Le mouvement général le long de la partie Ouest du segment principal de Morne Rampas, est généralement oblique (figure 56 B et C).

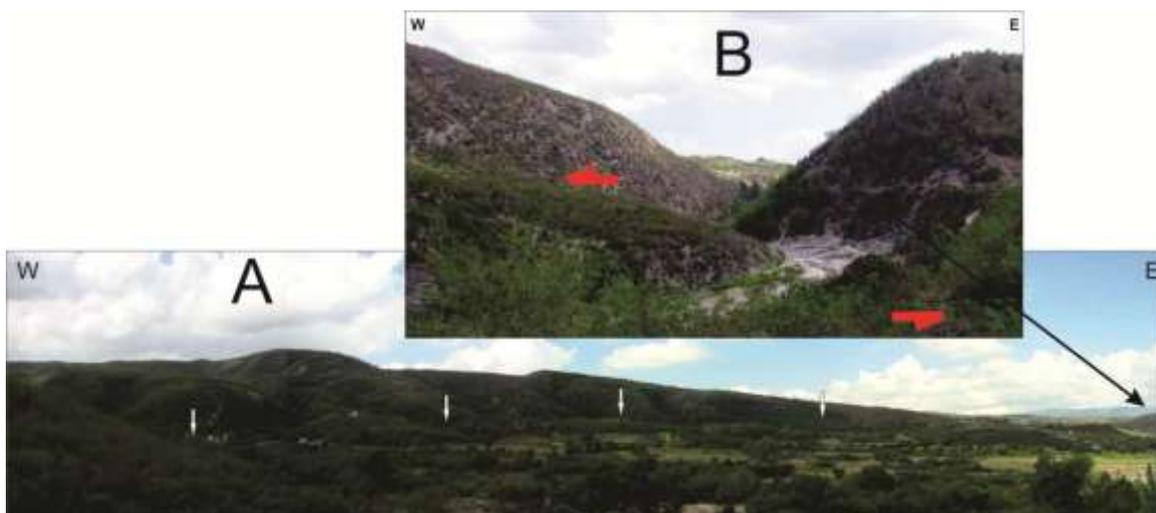


Figure 52 : Signature morphologique nette de la partie Est segment de faille de Morne Rampas sur le terrain (A ; les flèches indiquent le passage de la faille) et déviation du cours de la rivière Moustique dans le sens senestre a son passage (B).



Figure 53 : Affleurement de la zone de faille au niveau de la vallée de la rivière Moustique, indiquant 2 failles inverses de pendages opposés (A). Les marnes prises en étaux entre ces deux failles sont intensément déformées et présentent des plis de direction Est-Ouest ainsi que de nombreuses failles secondaires (B).

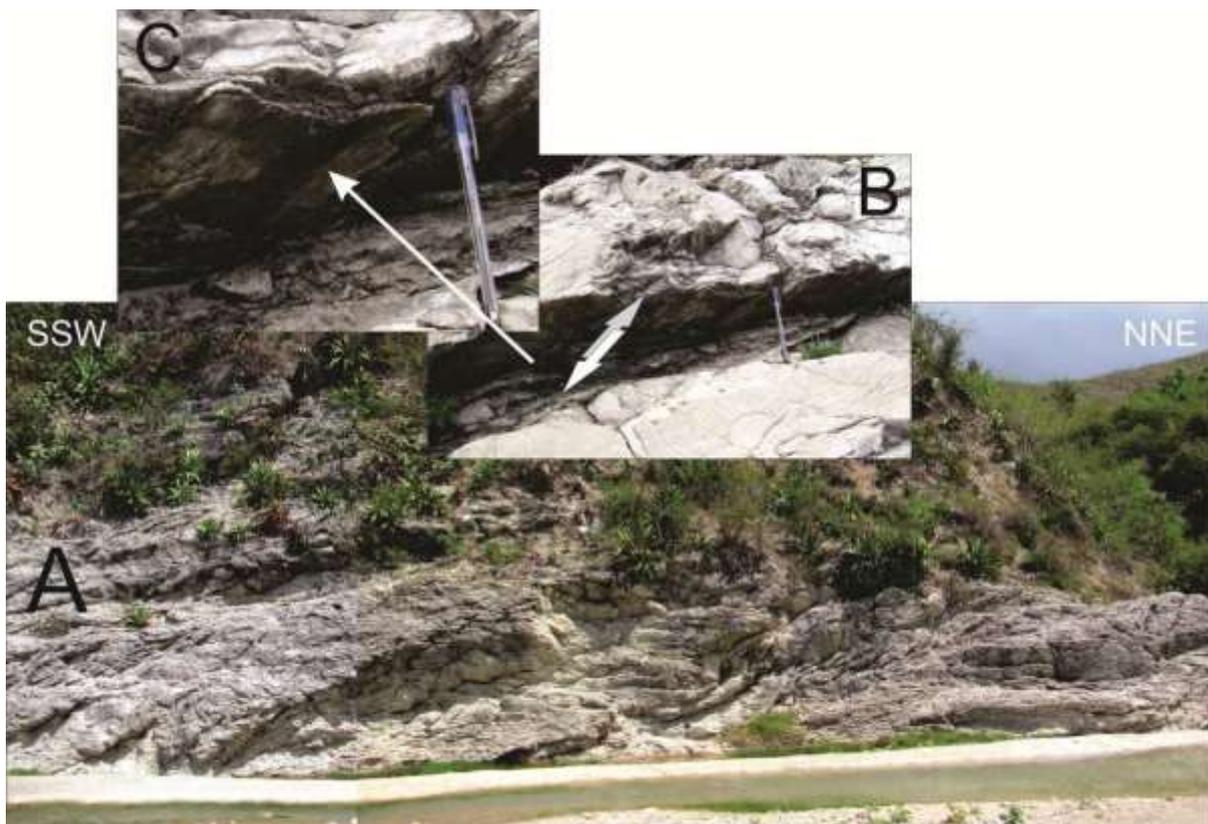


Figure 54 : Affleurement de la zone de faille, indiquant une faille chevauchante en duplex le long d'un plan d'environ 30° vers le Sud. Le mouvement est en générale oblique (B, C).

La partie centrale du segment de Morne Rampas est le plus marqué morphologiquement (**figure 57-A**). L'analyse microtectonique d'une station située au passage de ce segment de faille (figure 61-B et C), indique une compression NNE et extension NW aussi bien à partir de l'analyse des schistosités (en vert sur la figure 57) que des failles (en rouge sur la figure 57). Ceci implique un mouvement oblique sur le système de faille de Morne Fouco – Morne Rampas et donc une cinématique en faille inverse avec un composante décrochant senestre.

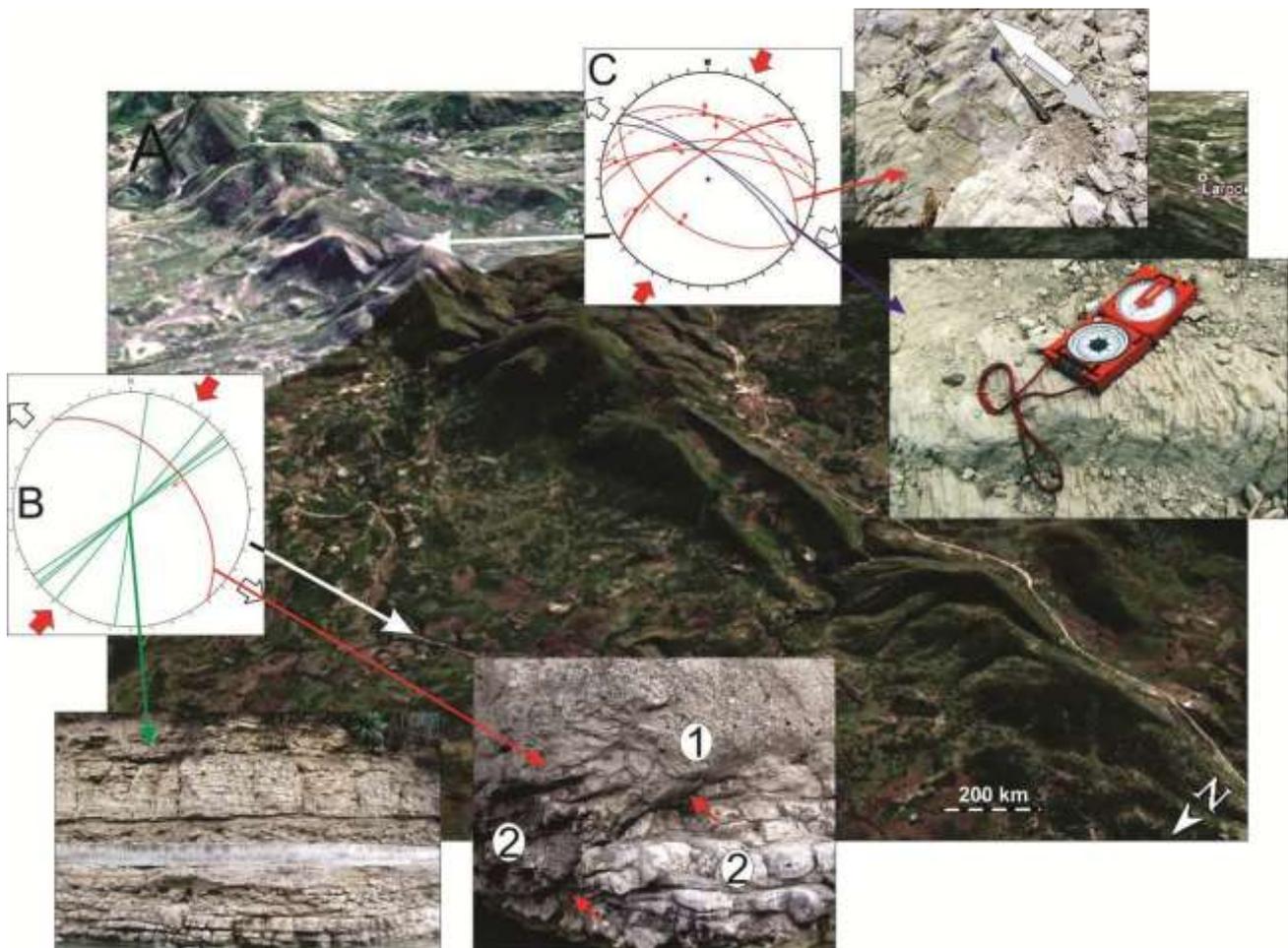


Figure 55 : La partie centrale du segment de Morne Rampas. Ce segment est morphologiquement bien marqué en imageries satellitaire (A- vue sous Google). L'analyse microtectonique des stations (B) et (C), situées sur l'axe de ce segment de faille, indique une compression NNE et extension NW aussi bien à partir de l'analyse des schistosités (en vert) que des failles (en rouge).

Une déformation Quaternaire a pu être observé sur le prolongement des segments secondaires de la partie centrale de la faille Morne Rampas démontrant une réactivation récente (figure 58).



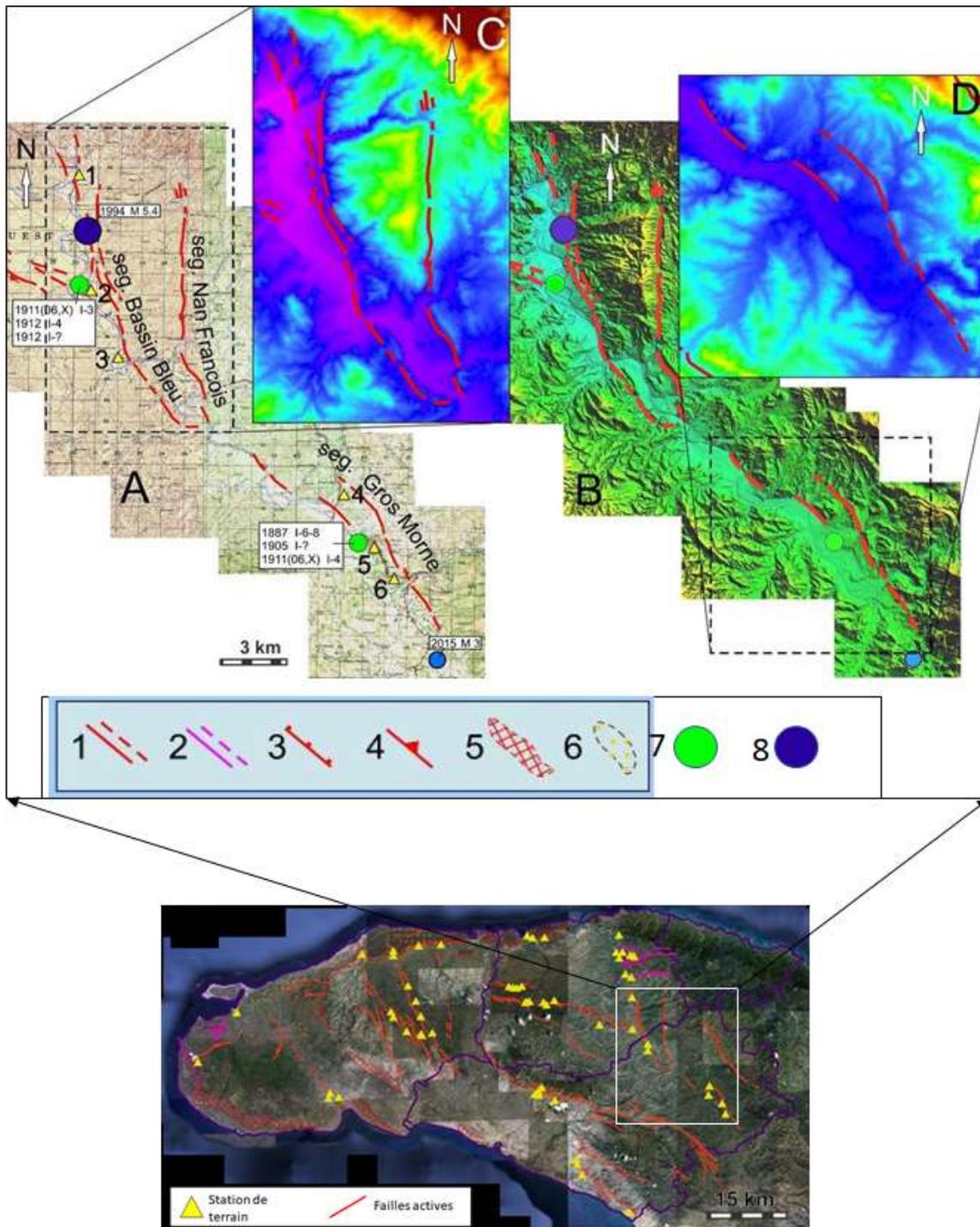
Figure 56 : Des formations d'âge Quaternaires sont affectées par des failles secondaires situées dans le prolongement des segments secondaires de la faille dans la partie centrale de la faille Morne Rampas, ont été observés. Ceci atteste de l'activité récente de cette structure.

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'échantillon de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.7. [Système de failles actives de Bassin Bleu-Gros Morne](#)

Le système de failles de Bassin Bleu-Gros Morne d'orientation générale NNW-SSE, est composé de trois segments principaux (figure 59-A) :

1. Le segment Bassin Bleu d'environ 15 km de long,
2. Le segment Nan Francois d'environ 11 km) de long
3. Le segment Gros Morne d'environ 12km de long..



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées ; (7) Sismicité historique ; (8) sismicité instrumentale.

Figure 57 : Expression morphologique et cartographie du système de faille de Bassin Bleu-Gros Morne sur fond topographique (A), image LIDAR (B) et sur MNT (C, D) Les différentes stations d'observation le long de cette structure sont de 6 (indiqués par des triangles jaunes et des chiffres-A).

Les segments de Bassin Bleu, Gros Morne et la partie sud du segment Nan François bordent les bassins Bassin Bleu et Gros Morne à l'Est sur une distance d'environ 30 km (figure 59-C, D). Ces bassins quaternaires, sont le résultat de l'activité de ces failles, et attestent d'une activité Quaternaire récent de ces dernières. Ces bassins sont le siège d'une urbanisation importante et

d'une activité agricole intense, qui a rendu difficile l'opportunité de trouver des affleurements exploitables pour notre étude et notamment la cinématique de ce système de faille. Cependant, sur le plan morphologique, les compartiments Est des 3 principaux segments de failles, sont soulevés. Ces segments affectent des terrains d'âge principalement Miocène (voir figures 60, 61 et 67, pour les segments de Bassin Bleu et figures 68 et 69 pour ceux de Gros Morne).



Figure 58 : Expression morphologique du segment de faille de Bassin Bleu sur le terrain (flèches blanches) qui délimite à l'Est, la dépression/bassin de Gros Morne.

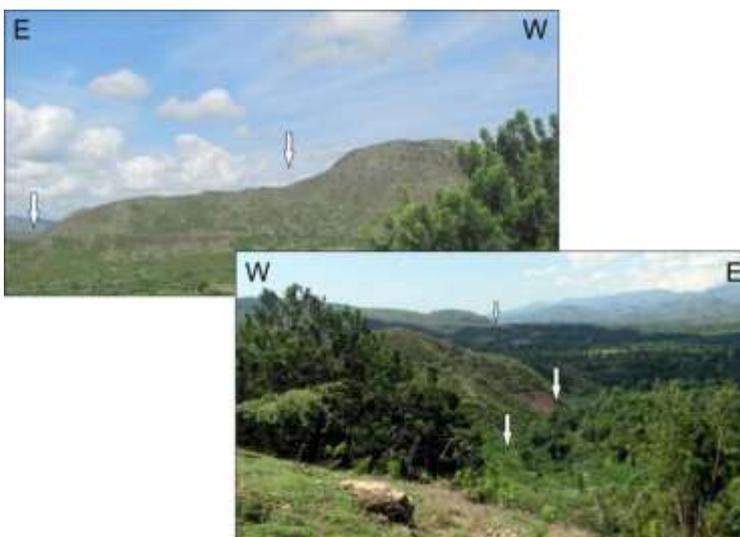


Figure 59 : Expression morphologique du secteur Nord du segment de faille de Bassin Bleu sur le terrain (flèches blanches). Ce site correspond au site 1 indiqué sur la figure 59-A.

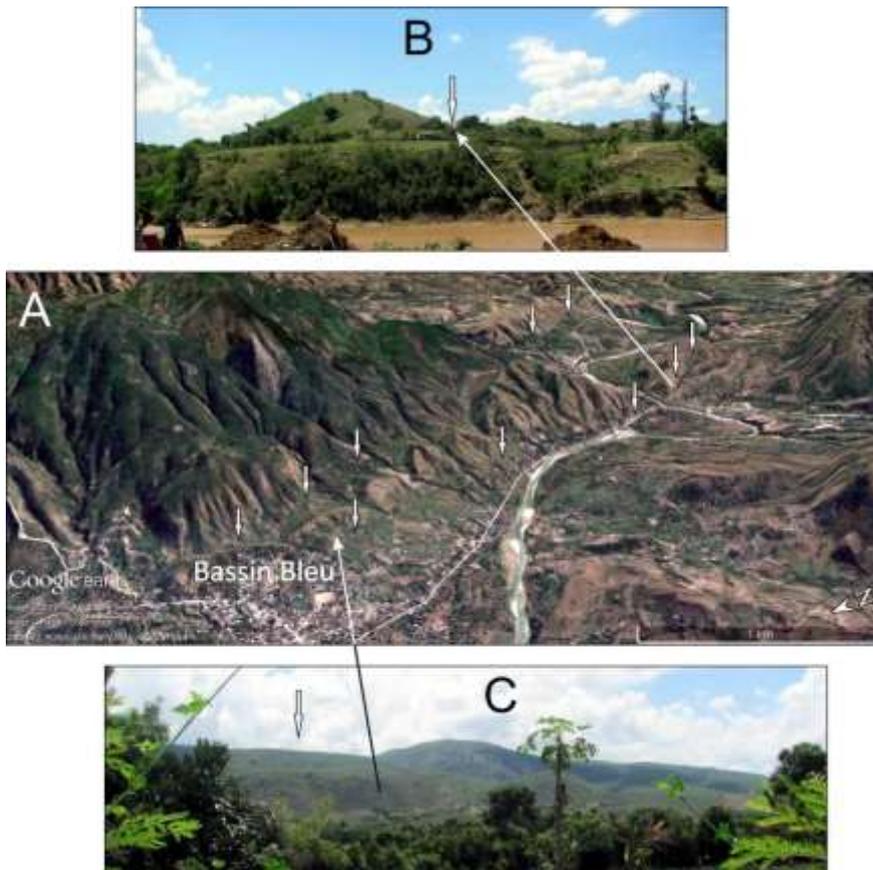


Figure 60 : Expression morphologique du secteur central du segment de faille de Bassin Bleu en imagerie satellitaires/Google3D (A) et sur le terrain (B et C)-(flèches blanches). Ces sites (B et C) correspondent respectivement aux sites 2 et 3 indiqués sur la figure 59-A.

A proximité de l'extrémité Nord du segment de Gros Morne, une coupure des couches sédimentaire des terrasse Quaternaire de la rivière Blanche a été observée. L'étude détaillé de cette structure a permis de mettre en évidence son origine érosive (figure 68-C). Une convulsion du niveau argilo-limoneux des sédiments de terrasse alluviale, semble correspondre à une « sismite » c'est-à-dire un lit sédimentaire marqué et perturbé par des secousses sismiques (figure 68-D).

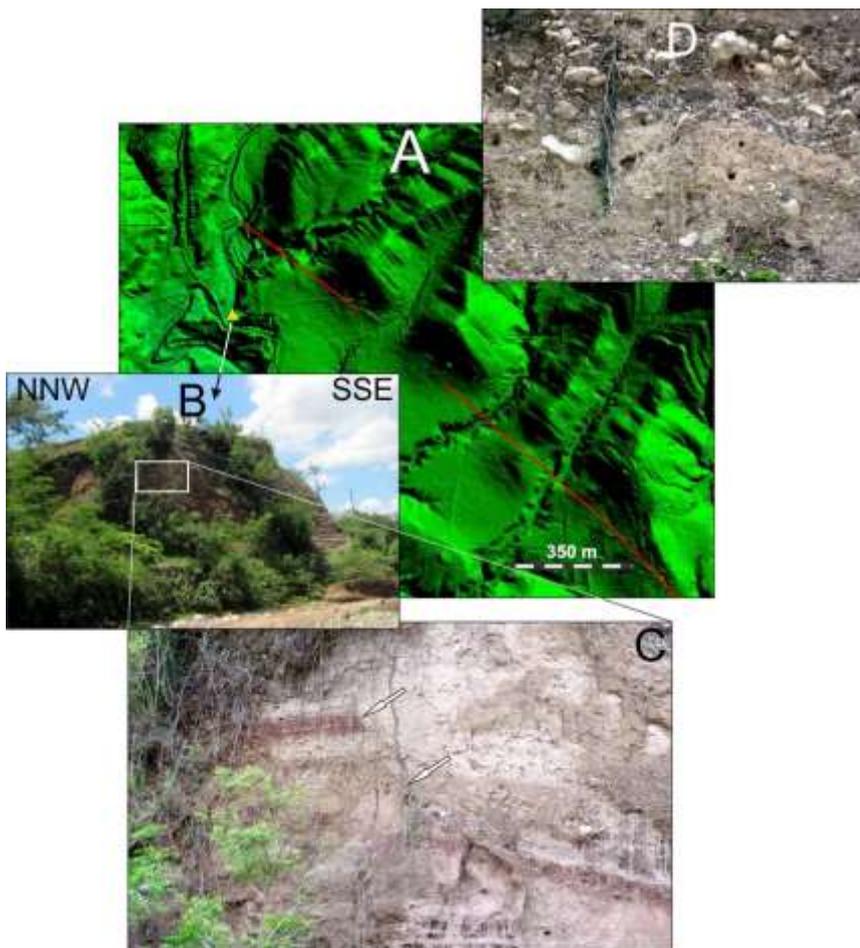


Figure 61 : Expression morphologique du secteur Nord du segment de faille de Gros Morne (flèches blanches), en imagerie LIDAR 3D (A) et sur le terrain (B, qui correspond au site 4 indiqué sur la figure 59-A). Coupure de couches sédimentaire de terrasse Quaternaire de la rivière Blanche (C). Présence de lits sédimentaires marqués et perturbés par des secousses sismiques (D).

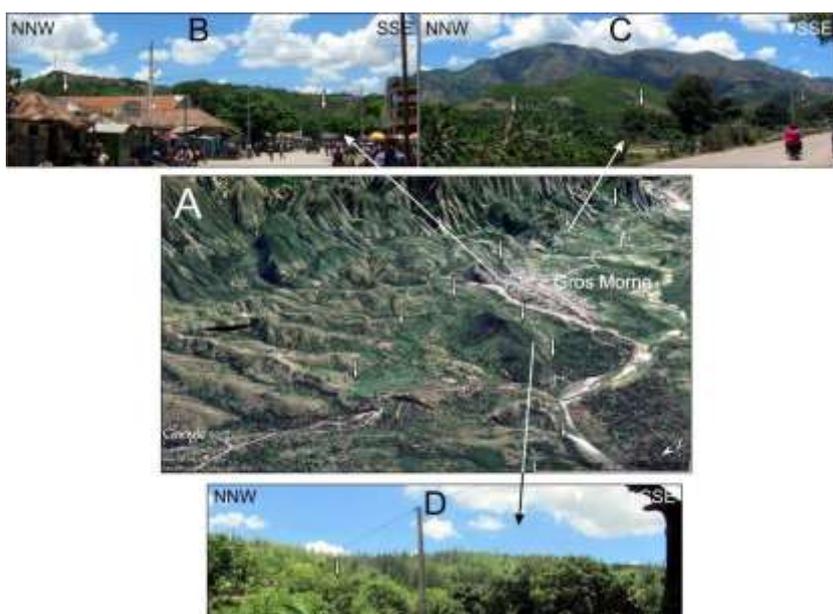


Figure 62 : Expression morphologique du segment de faille de Gros Morne (flèches blanches), en imagerie satellitaires/Google3D (A) et sur le terrain (B, C et D). Les sites B et C correspondent respectivement aux site 5 et 6 indiqué sur la figure 59-A).

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), au moins huit séismes connus ont été ressentis/enregistrés dans les communes des Bassin Bleu et de Gros Mornes (figure 59 A), dont certain pourraient être associés à cette faille :

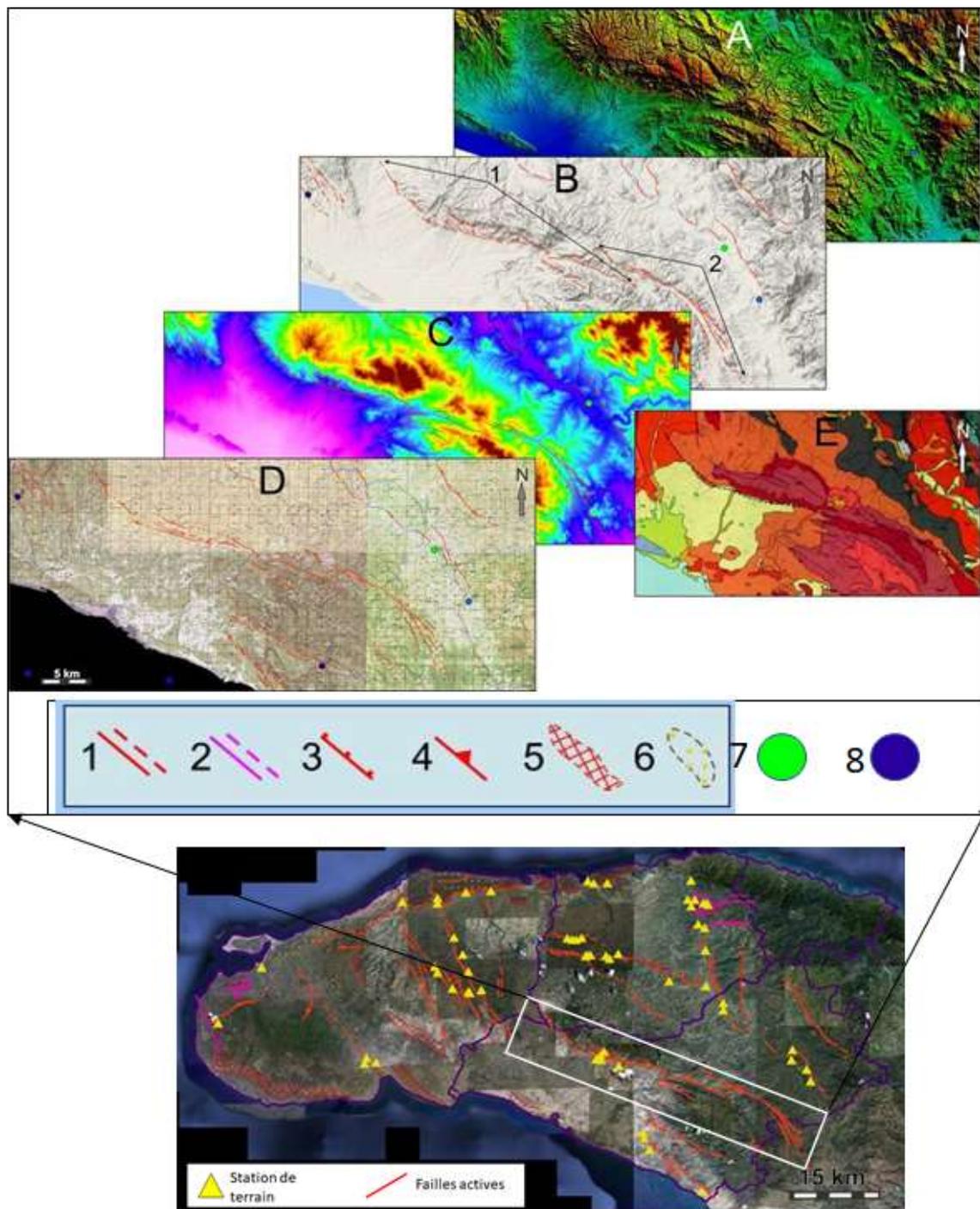
- Séisme de Gros Morne de 1887, d'intensité maximal 6-8. Il s'agirait probablement du séisme historique de 1887 du segment Ouest de la faille septentrionale.
- Un petit séisme de magnitude 3 a été enregistré en 1915 sur l'extrémité sud du segment de Gros Morne.
- Séisme instrumental du Bassin Bleu de 1994 de magnitude M 5.4. Celui-ci ne peut pas être associé au segment de Bassin Bleu, car son hypocentre se situe à 59km profondeur.
- Séisme du Bassin Bleu de 2012, d'intensité maximal 4. Il s'agirait du séisme de Port au Prince 2012.
- Séisme de Port de Paix du 6 octobre 2018 ($M_s = 5.9$), intensité IX à X à Gros Morne et Bassin Bleu, lié à l'effet du site lithologique associé au bassins de Gros Morne et Bassin Bleu

Bien que cette zone semble avoir connu une activité sismique non négligeable, il est à noter que l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.8. [Système de failles actives de Champineau-Decossiere](#)

Cette structure est l'une des plus marqué morphologiquement et la plus importante (46 Km de long) du territoire de la Presqu'île du Nord-Ouest. Elle présente une géométrie en sigmoïde concave, allongé sur environ 46 km, selon une direction WNW-ESE (figure 65). Ce système de faille est bien segmenté, nous pouvons regrouper les différents segments en deux segments majeurs/principaux (figure 65-B) :

1. Un segment Ouest ;
2. Un segment Est.



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées ; (7) Sismicité historique ; (8) sismicité instrumentale.

Figure 63 : Expression morphologique et cartographie du système de faille de Champineau-Decossiere sur imagerie LIDAR (A), MNT (B, C) et fond topographique (D). Extrait de la carte géologique au 1/125000^e du système de faille (E). Cette structure se présente sous forme d'un sigmoïde allongé selon une direction générale NW-SE est très segmentés. On y distingue deux segments majeurs : 1 segment Ouest (1- B) et 1 segment Est (2-B).

L'expression morphologique de ce système de faille est aussi nette et marqué dans le paysage (figures 65, 66, 67, 68, 69) que le système de faille d'Enriquillo-Plantain Garden de la Presqu'île du Sud.

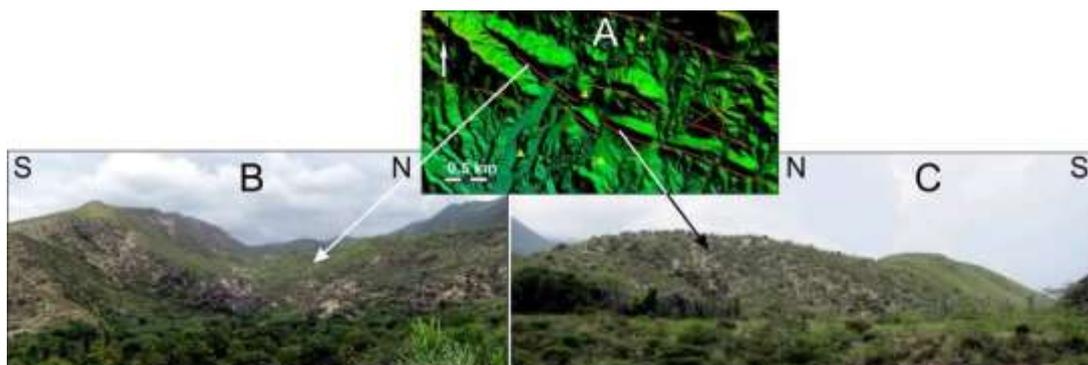


Figure 64 : Expression morphologique du système de faille de Champineau-Decossiere (en imagerie LIDAR (A) et sur le terrain (B et C), qui recoupe la topographie (relief), le long d'escarpement de hauteur pluri-métriques.

Ce système de failles est bien marquée également sur le plan géologique (figure 67). En effet, la zone de faille (indiquée par des flèches blanches), met en contact mécanique, les formation volcano-sédimentaires Eocène (figure 67-2) avec des formations sédimentaires fluviales Quaternaire au piedmont (figure 67-1).

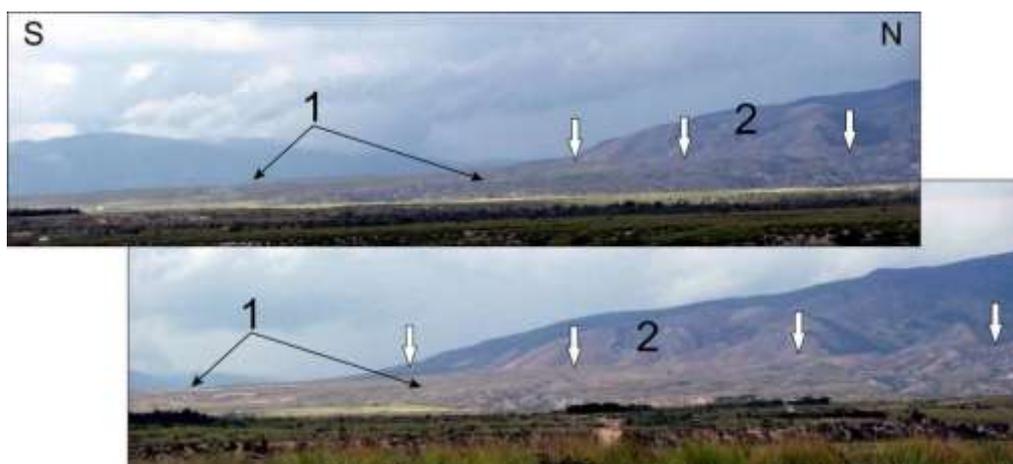


Figure 65 : Expression morphologique du système de faille de Champineau-Decossiere (indiqué par des flèches blanches) sur le terrain. Cette structure met en contact mécanique, les formation volcano-sédimentaires Eocène (2) avec des formations sédimentaires fluviales Quaternaire au piedmont (1).

La cinématique de ce système de failles est complexe. En effet, des failles de cinématique variables sont observables. Néanmoins, une étude morfo-structurale et géologique détaillée nous a permis de distinguer la cinématique de ce système de faille et de distinguer les failles principales des failles secondaires en nous plaçant dans le champ de contrainte actuelle.

En effet, ce système de faille est principalement inverse (figure 68). Au front de cet escarpement on y distingue :

- un pli frontal, indiquant une cinématique inverse a chevauchante de cette structure. (figure 68-C) ;
- (D) une incision importante (vallée perchée) indiquant le soulèvement récent du compartiment Nord (figure 68-D) ;
- une zone de cisaillement de direction N 105° E et de pendage 64° N (figure 68-E).

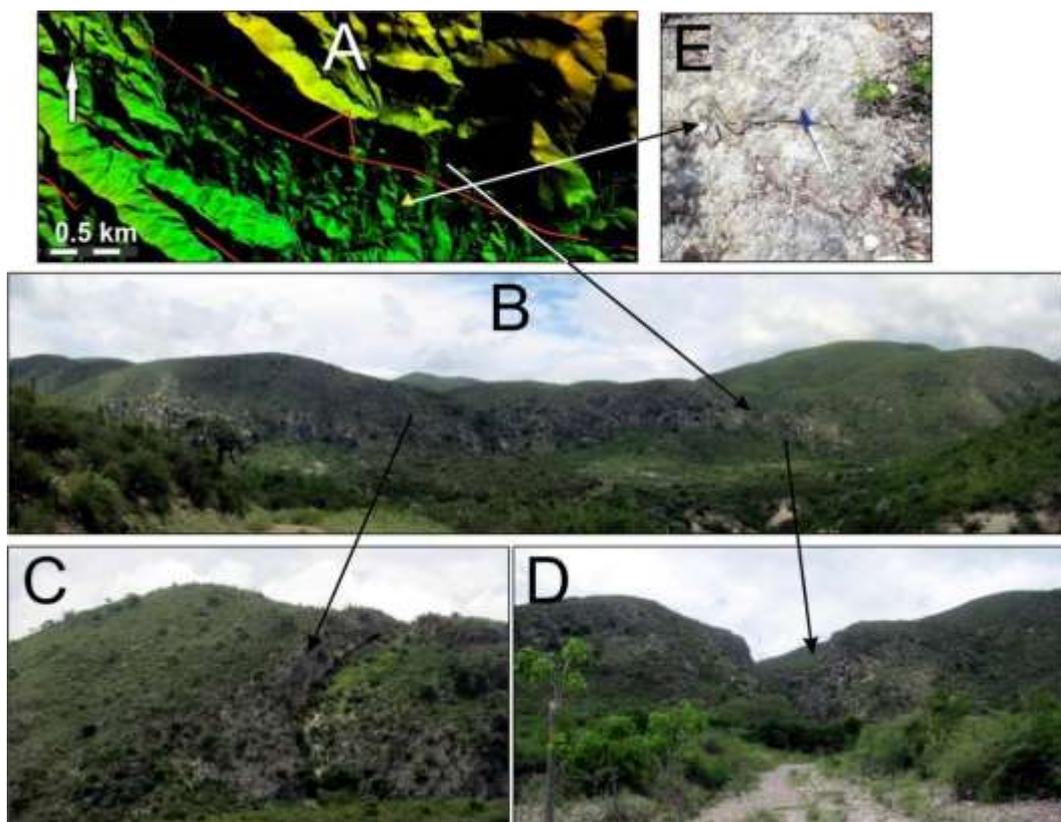


Figure 66 : Expression morphologique d'un segment du système de faille de Champineau-Decossiere (en imagerie LIDAR (A) et sur le terrain (B)). Le long de cet escarpement on y distingue : (C) un pli frontal, indiquant une cinématique inverse a chevauchante de cette structure. ; (D) une incision importante indiquant le soulèvement du compartiment Nord et (E) une zone de cisaillement de direction N 105° E et de pendage 64° N.

La duplication de certaines séries géologiques au travers d'une série d'écaillés au front de ce système de faille, confirme une tectonique chevauchante (figure 69).



Figure 67 : duplication de certaines séries géologiques au travers d'une série d'écaillés au front de ce système de faille, confirme une tectonique chevauchante : (1)-basaltes, (2)-calcaires marneux, (3)-calcaires.

Par ailleurs, nous avons pu observer sur un site situé au niveau du passage du système de faille de Champineau-Decossiere (Figure 70-A-indiqué par la flèche blanche), des formations d'âge Eocène chevauchants des roches métamorphiques noirâtres (figure 70-B, C et D), plus récentes. ,

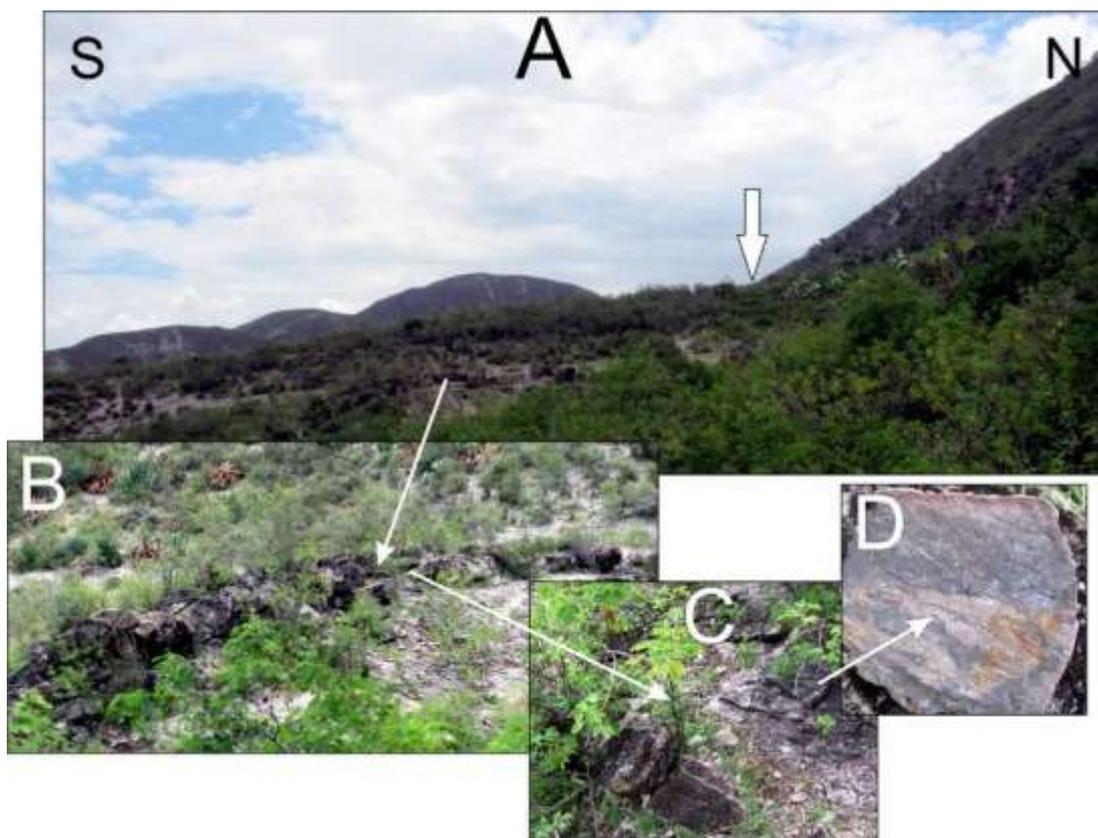


Figure 68 : Formation calcaires, d'âge Eocène chevauchant des roches métamorphiques noirâtres (B, c et D), située au niveau du passage (indiqué par la flèche blanche-A) du système de faille de Champineau-Decossiere.

De plus, au niveau d'un autre site, situé également au niveau de cette zone de faille les formations calcaires Eocène a fort pendage, chevauchent des calcaires marneux plus récents (figure 71).

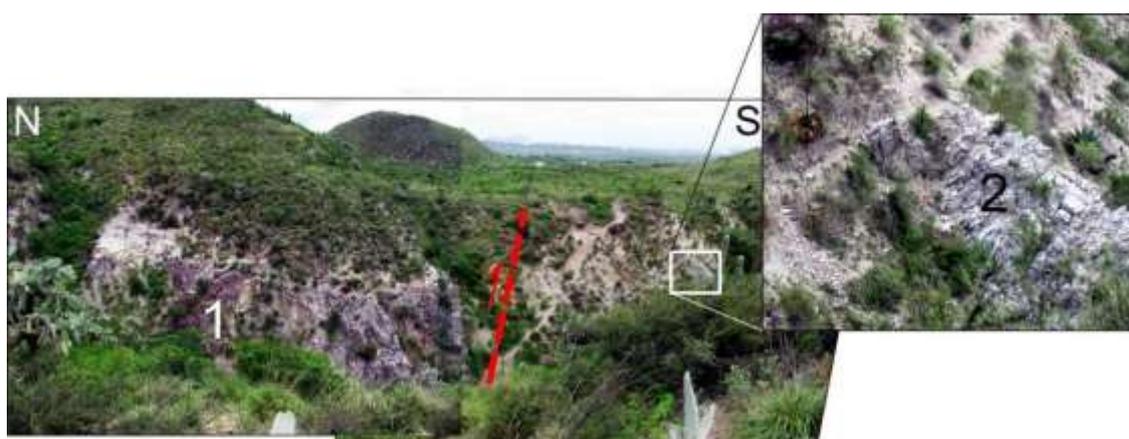


Figure 69 : Zone du passage d'un segment du système de faille de Champineau-Decossiere (indiqué en rouge) où l'on observe des formations calcaires a fort pendage et d'âge Eocène chevauchant des calcaires marneux plus récent.

Des failles normales secondaires associées au système de faille principale inverse de Champineau-Decossiere, ont été observés sur le terrain (figure 72).

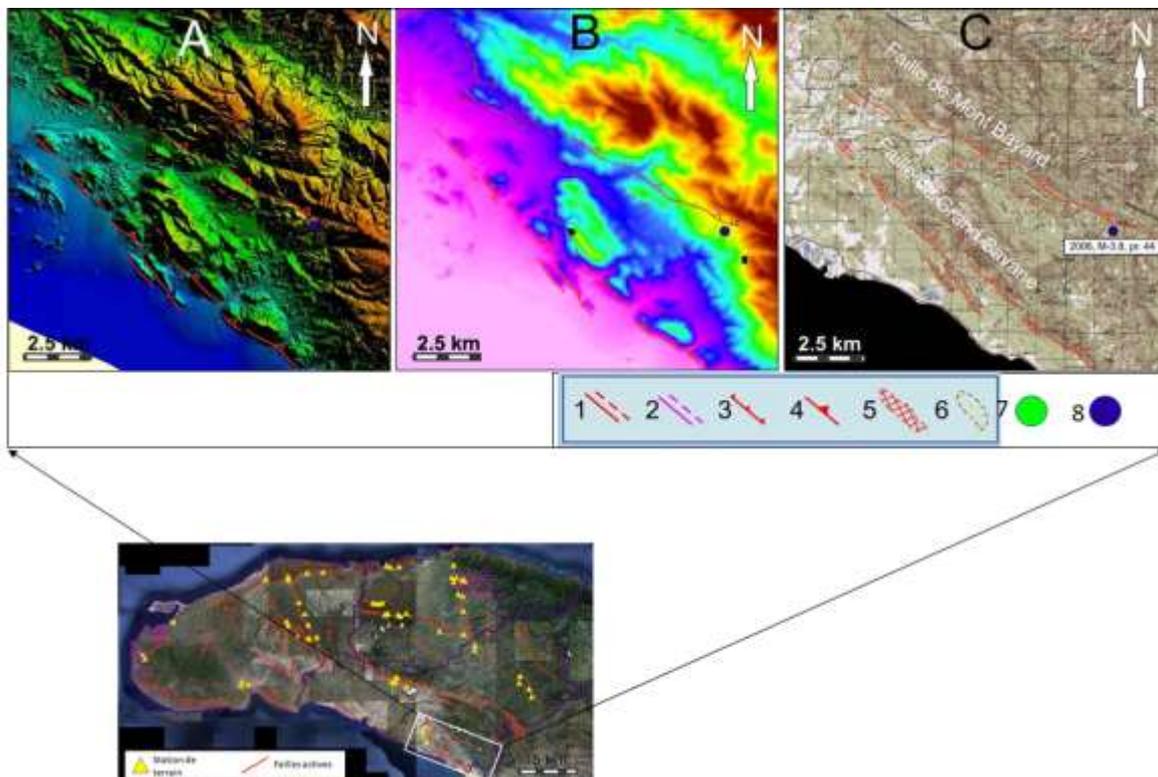


Figure 70 : Failles normales secondaires (d'extrados).

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.10. Failles actives de Grand Savane et Mont Bayard

Ces deux systèmes de failles actives, se situent dans la partie Sud-Est de l'arrondissement de Gros Morne. Ces deux failles sont subparallèles et s'étendent selon une direction générale NW-SE sur environ 14 km de long chacun (figures 73, 76, 75).



(1) Faille active décrochant ; **(2)** fissure/faille sismogravitaire ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées ; **(7)** Sismicité historique ; **(8)** sismicité instrumentale.

Figure 71 : Expression morphologique et cartographie des deux systèmes de failles de Grand Savane et Mont Bayard sur MNT LIDAR (A), imagerie LIDAR (B), et fond topographique (C).

La faille de Grand Savane et la partie NW de la faille de Mont Bayard délimitent au Nord-Est une dépression Quaternaire situé au pied d'un relief surplombant au nord, composé de formation principalement Eocène. Morphologiquement le passage est brusque (figure 74). Le système de failles de Mont Bayard se situe au Nord de ce secteur d'étude. Ce système de faille présente une orientation générale N122°E. Seule un petit segment de la faille de Grand Savane est d'orientation N139° E. Ce dernier est indiqué sur la Carte Géologique au 1/125000^e, qui indique que les grès du Paléocène-Eocène sont en chevauchement sur des calcaire Eocène.

Une faille normal secondaire (figure 74-flèches blancs), a été observé localement en amont de la zone de faille principale de Grand savane.

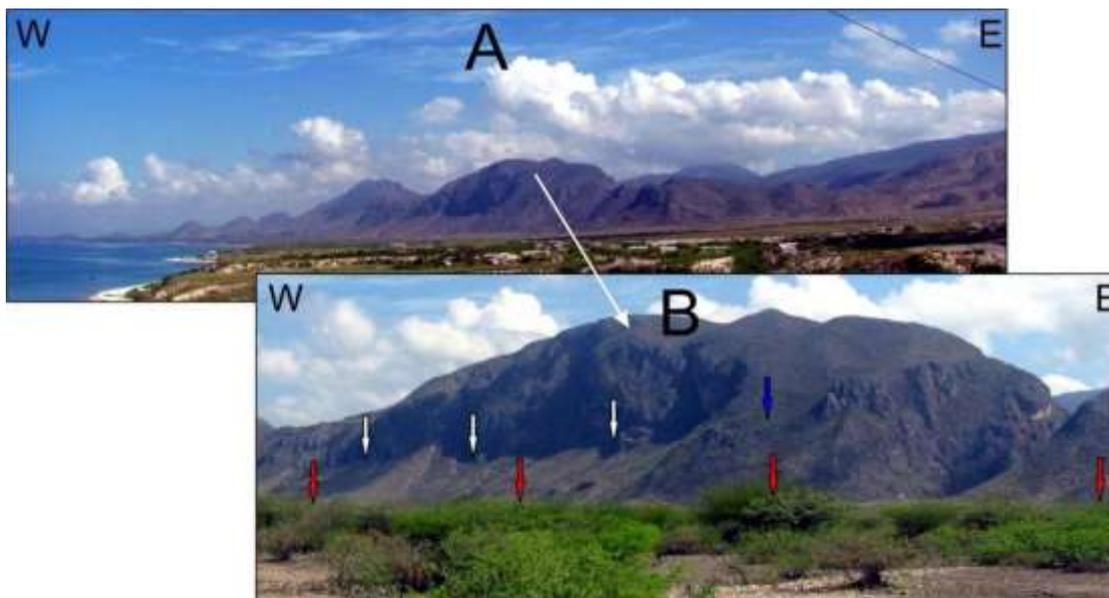


Figure 72 : Expression morphologique de la zone de la faille de Grand Savane (flèches rouges) sur le terrain marquant le contact entre les formations Eocène qui constituent les reliefs et la dépression Quaternaire (plaine alluviale). Noter la rupture de pente brusque entre ces 2 entités. On y distingue également une faille normal secondaire localisée (flèches blancs).

Plusieurs cônes de déjection s'étalent au pied du relief le long du passage (trace) de la faille de Grand Savane (figure 75). La faille ne semble pas affecter ces cônes de déjections ou du moins les parties les plus récentes de ces derniers. En effet, la zone de faille se situe au niveau d'un estuaire (espace limité/réduit) et au pied d'un relief dénudé et objet d'une forte érosion. Les traces d'activités récentes sont ainsi, rapidement effacés par le fort taux de sédimentation

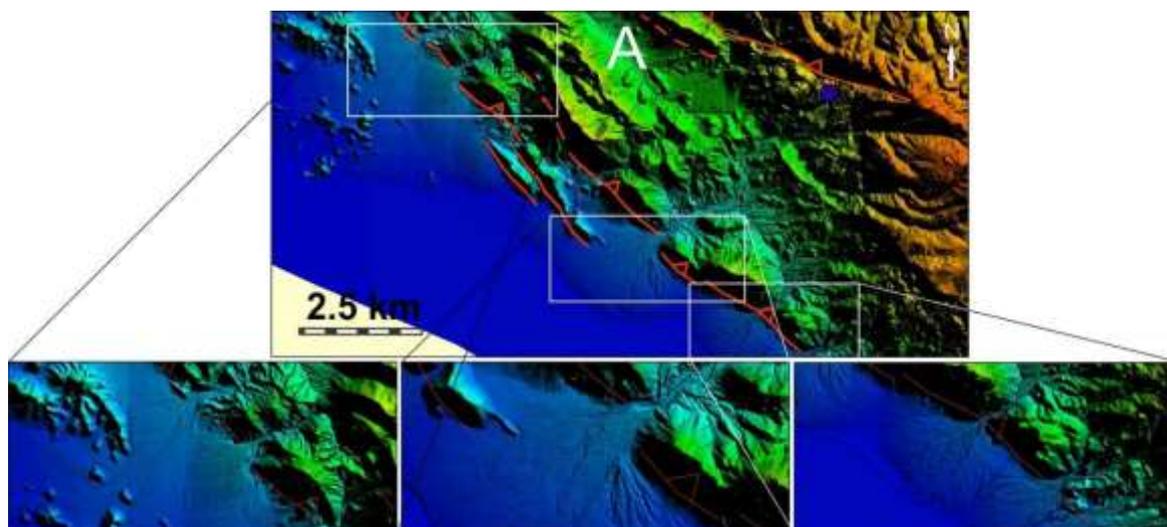


Figure 73 : Cônes de déjections alignés le long de la faille de Grand Savane.

Des facettes triangulaires sont observables le long de cette zone de failles (figures 75 et 76). Ces facettes, sont structurales (pendage des couches conforme à la pente) et non tectonique et ne correspondent donc pas à une cinématique extensive/failles normales (figure 76).

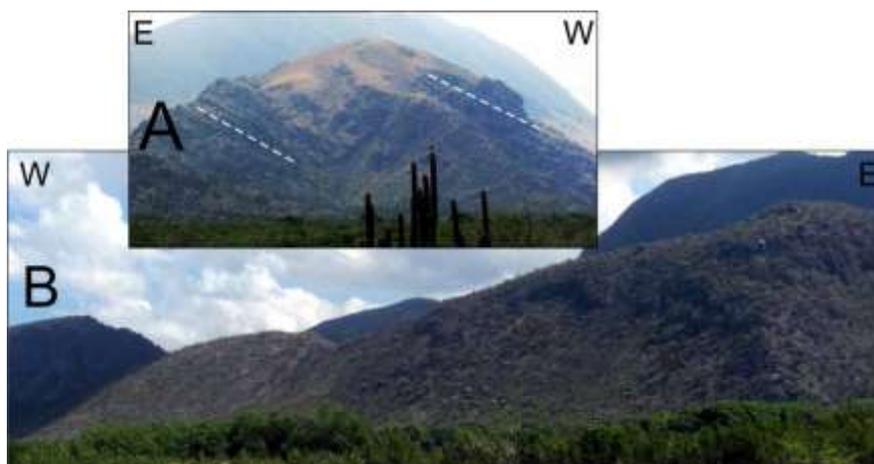


Figure 74 : Facettes triangulaires le long de la faille de Grand Savane. Celles-ci peuvent être interprétées en une cinématique normale. Cette morphologie est apparente, car elle est d'origine structurale et non tectonique. En effet, pendage des couches conforme à la pente. Le pendage série volcan-génique est indiqué en ligne blanche (A), il est parallèle au pendage de l'escarpement.

Au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane, nous des affleurements du substratum Paléocène - Eocène nous ont permis de déterminer la cinématique de cette structure. En effet, on a pu distinguer au niveau de ces affleurements 3 formations différentes (figure 77) ;

- Des basaltes (figure 77-C),
- Une brèche compose de dacite vraisemblablement (ne contiens pas des clastes basaltiques donc probablement plus ancien) (figure 77-D)
- Des calcaire (figure 77-E).

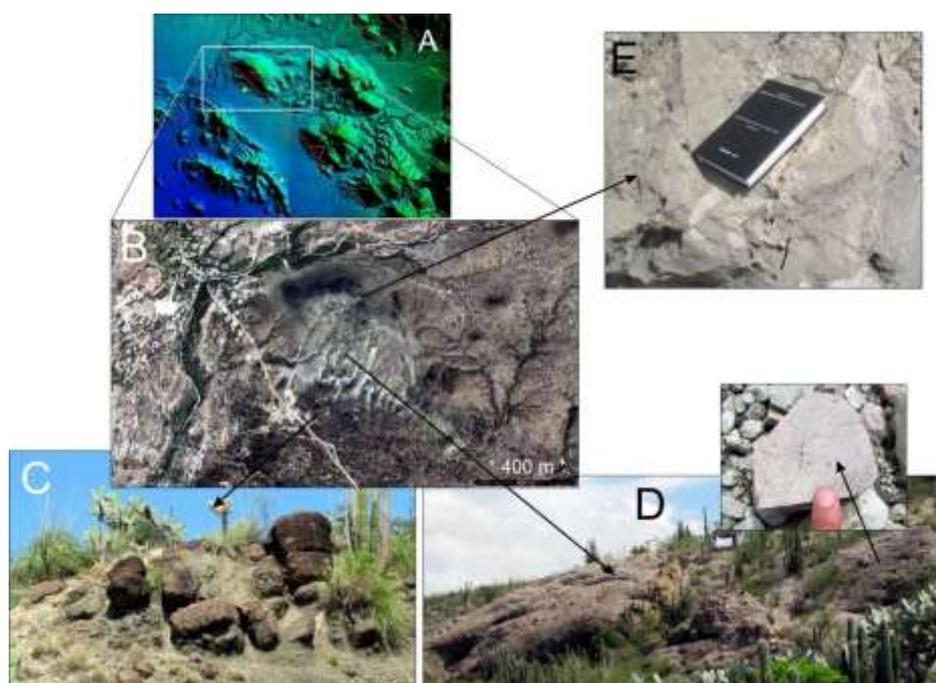


Figure 75 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant 3 formations d'âge Paléocène - Eocène : basaltes (C), brèches (D) et calcaires (E).

La brèche est affectée par une schistosité (S_0 N-000° et de pendage 50° SW) qui lui donne un aspect lité. La courbure de la pente ainsi que le plan de faille mis en évidence au niveau de la brèche (de direction N130° E, de pendage 58° vers le NE ; de pitch 45° E a cinématique Inverse-décrochant senestre) indique une cinématique inverse décrochant senestre le long système de faille de Grand Savane (figure 78).

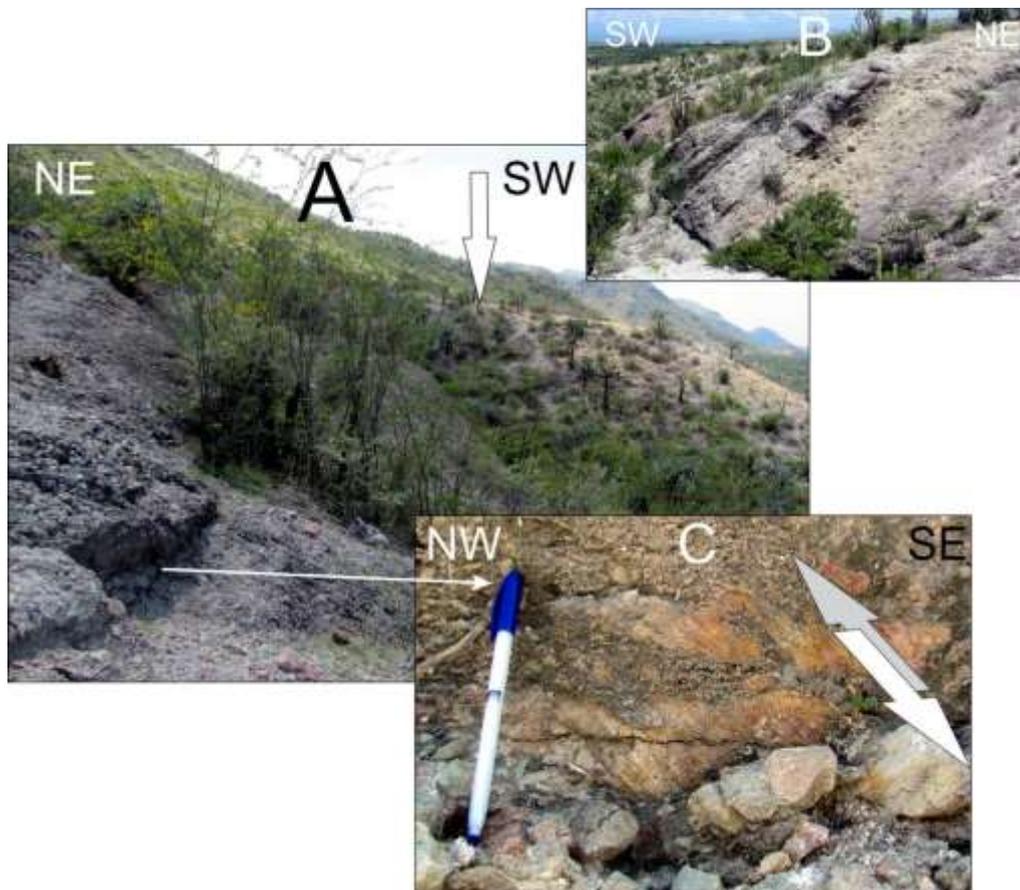


Figure 76 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant une inflexion de la pente indique une cinématique de faille inverse (A). Une schistosité au niveau des brèches S_0 N-000° et de pendage 50° SW (C) et un plan de faille de direction N130° E, de pendage 58° vers le NE ; de pitch 45° E a cinématique Inverse-décrochant senestre (E).

La zone de faille marqué par un niveau de roches broyées, altérées bien teintées et cisailées qui, affleurent dans la vallée au niveau d'un cours d'eau situé à l'extrémité du système de failles de Grand Savane (figure 79). A ce niveau, la faille présente un pendage vers le Nord concordant avec une cinématique générale inverse de ce système de faille.

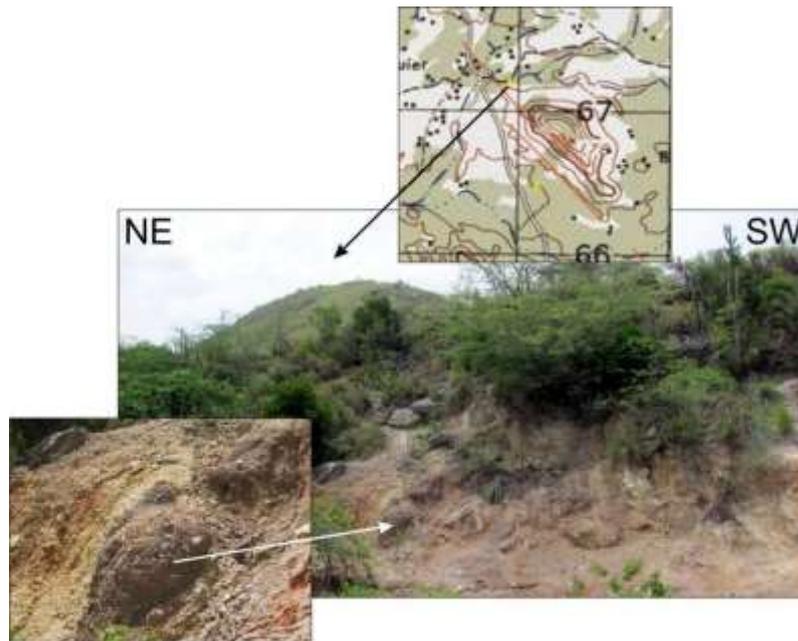


Figure 77 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant une zone de faille marqué par un niveau de roches broyées, altérées bien teintées et cisailées. A ce niveau, la faille présente un pendage vers le Nord concordant avec une cinématique générale inverse.

Au niveau de cette même Vallée, légèrement au sud du site précédent, un autre plan de faille a cinématique inverse/chevauchante a été également mis en évidence, ce plan de faille se situe entre des roches volcanogéniques seines (figure 80-1) et les mêmes roches volcanogéniques mais plus altérées (figure 80-1') et donc plus récentes. Cette faille affecte les couches inférieures des sédiments fluviaux Quaternaires (figure 80-2).

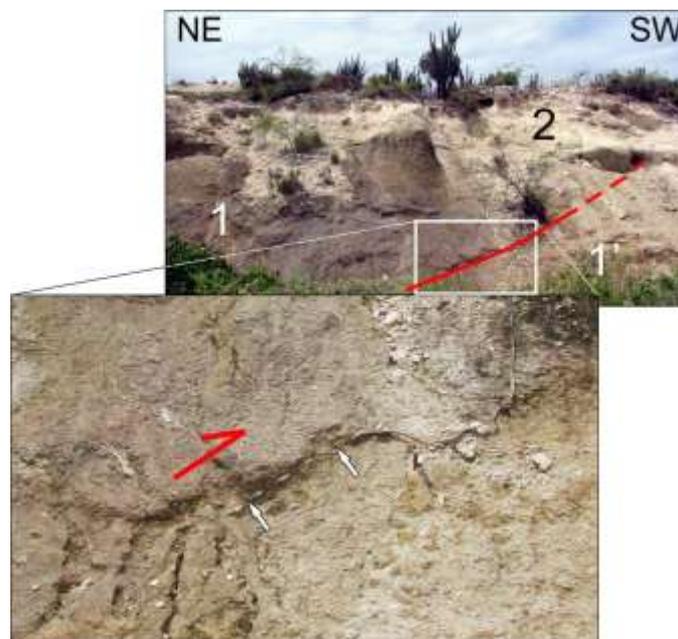


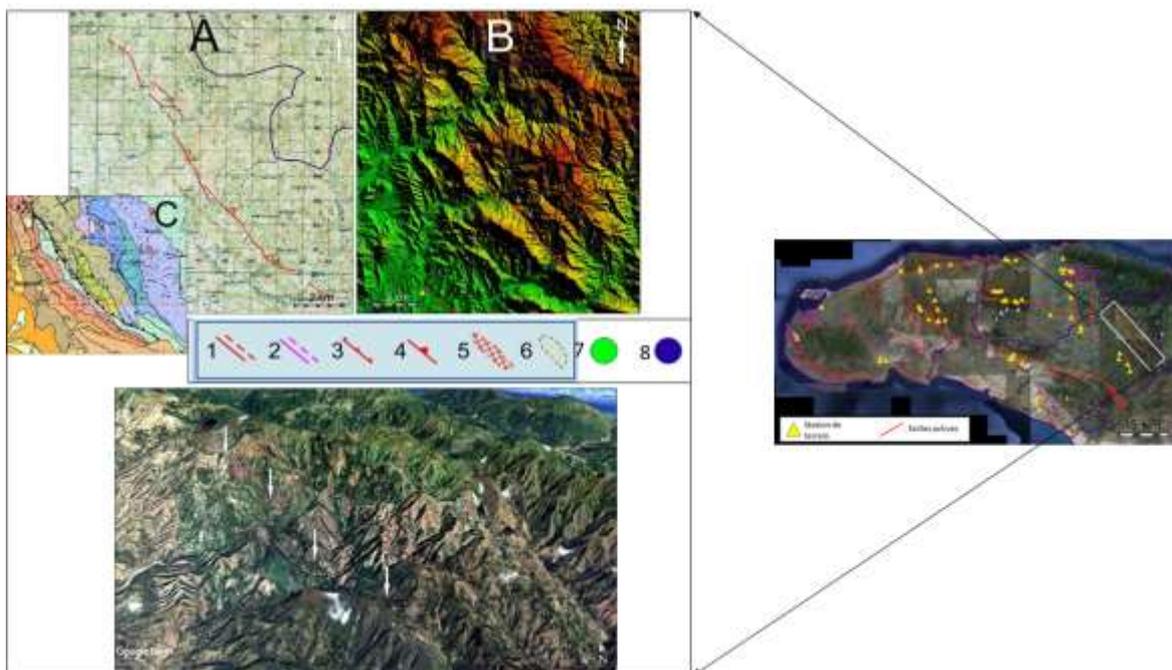
Figure 78 : Affleurement au niveau de l'extrémité Nord-Ouest du système de faille de Grand Savane montrant un autre plan de faille a cinématique inverse/chevauchante. Le plan de faille se situe entre des roches volcanogéniques seines (1) et les mêmes roches volcanogéniques mais plus altérées (1') et donc plus récentes. Cette faille affecte les couches inférieures des sédiments fluviaux Quaternaires (2)

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), un seul séisme (séisme (M 3.8) est enregistré en 2006), se localise à proximité de la faille de Mont Bayard (figure 73 C), mais qui ne pourrait pas être associé à cette faille puisqu'il s'agit d'un séisme profond (44 km de profondeur). Ce séisme serait associé à la zone de subduction Nord Hispaniola (ZFNH).

Encore une fois, bien que cette zone montre nombreux indices d'activités récentes aucun séisme historique ou instrumentale connu n'est associable à ces structures. En effet, il faut noter que l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.11. [Le système de failles de Motobant](#)

Le système de failles actives de Motobant, se situe au Nord-Est de l'arrondissement de Gros Morne. Ce système de failles est morphologiquement très bien marqué aussi bien en imagerie satellitaires, MNT et sur le terrain (**fig. 81**).



(1) Faille active décrochant ; **(2)** fissure/faille sismogravitaire ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actives d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées ; **(7)** Sismicité historique ; **(8)** sismicité instrumentale.

Figure 79 : Expression morphologique et cartographie du système de failles de Motobant sur MNT LIDAR (B), imagerie Google 3D, fond topographique (A) et extrait de carte géologique (C).

Ce système de failles présente une orientation générale NW-SE ($N 142^{\circ}$) et s'étend sur 14 km. Cette faille est déjà cartographiée sur la carte Géologiques 1/125000^e avec une cinématique inverse chevauchante.

Le long de cette structure on y observe aussi bien sur les imagerie LIDAR que Google (figure 82), un cours d'eau dévié dans le sens senestre d'environ 400 m par cette dernière. Le contact en faille chevauchant entre les formations Eocène et Crétacés supérieur est nettement distinguable sur l'image satellite Google (figure 82- C).

La faille Motobant par sa géométrie, morphologie, orientation et cinématique nous rappelle l'ensemble le système de failles NNW-SSE de Jean Rabel - Source Blanche. Toutes ces structures sub-Nord-Sud a cinématique inverse décrochètes, confirment l'orogénie transpressive de la Presqu'île du Nord-Ouest.

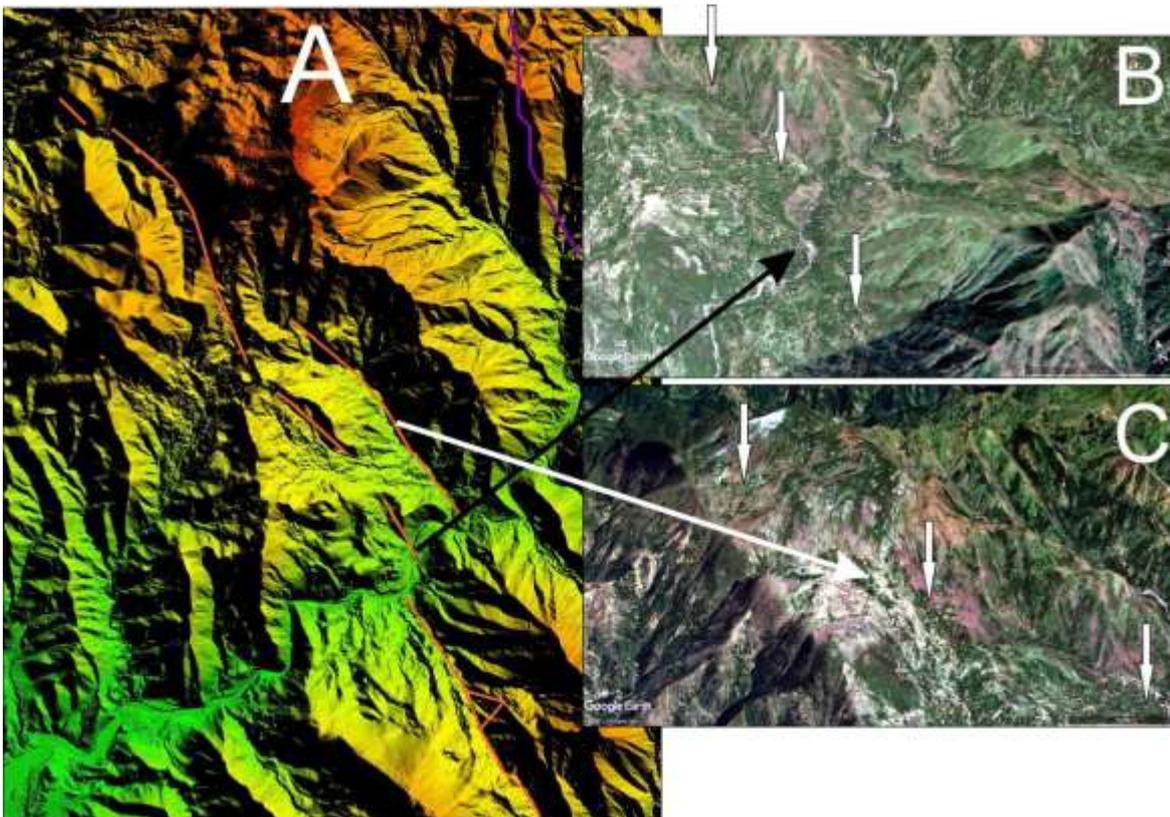
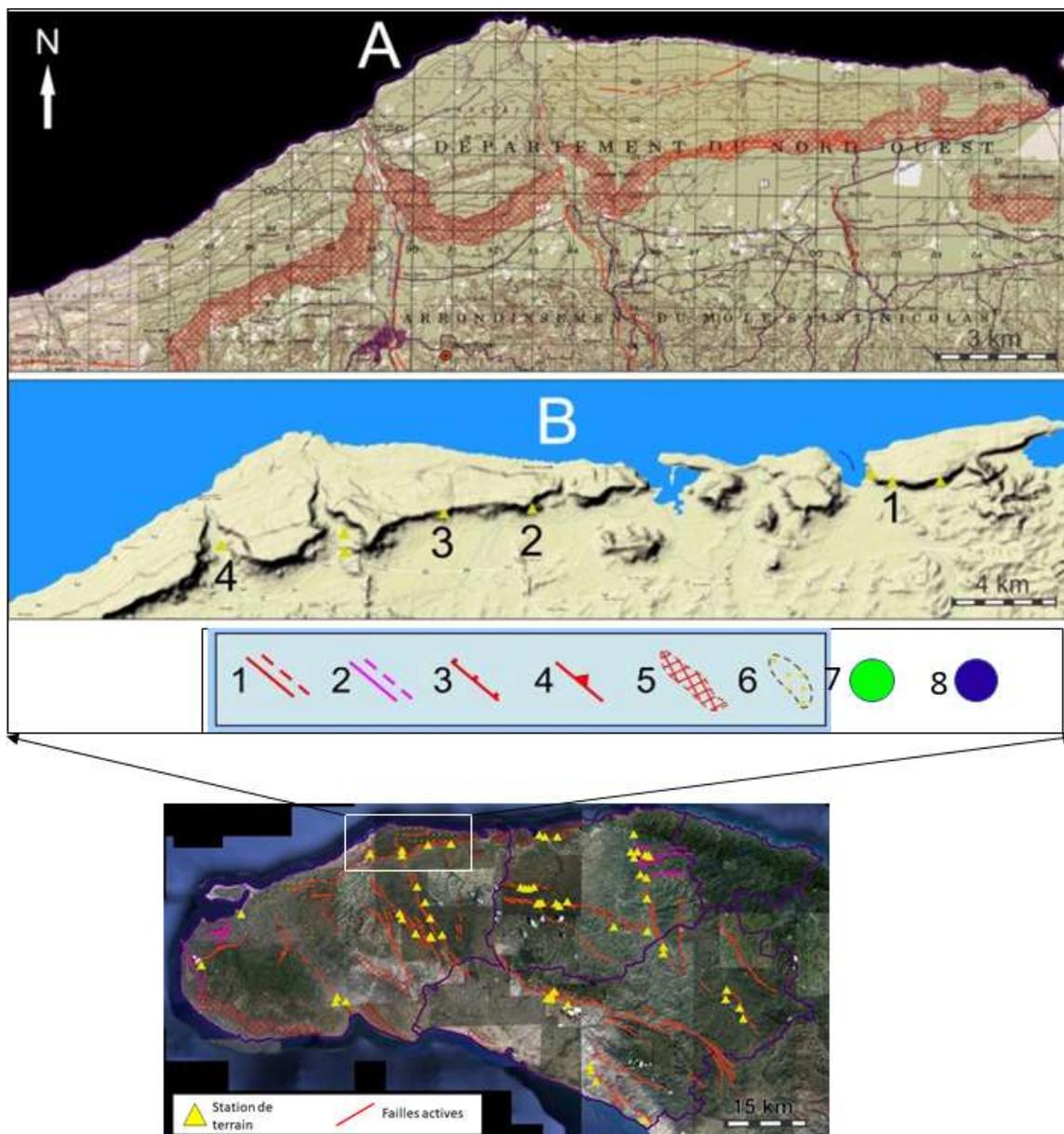


Figure 80 : Expression morphologique et cartographie du système de failles de Motobant (flèches blanches) en imageries LIDAR (A) et Google 3D (B, C). La faille dévie un cours d'eau d'environ 400 m dans le sens senestre (B). Le contact en faille chevauchant entre les roches Eocène et Crétacé sup est nettement marqué (C).

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'enchantions de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.12. [Structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et système de failles actives de Morne Tapion - Morne Anglais](#)

Cette structure s'étend à l'Est de Port de Paix selon une direction générale Est-Ouest sur environ 37km de long avant de s'infléchir en direction d'Anse Rouge (figure 83).



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées ; (7) Sismicité historique ; (8) sismicité instrumentale.

Figure 81 : Expression morphologique MNT LIDAR (B) et cartographie du la structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion - Morne Anglais sur fond topographique (A). Les principaux sites d'observations de terrain le long de cette structure sont indiqués par les chiffres 1 à 4 (B).

Cette structure est bien marquée morphologiquement (figure 84), et se présente sous forme d'une ceinture de forte instabilité gravitaire et mouvements de masses très actives (**fig. 22**). Cette structure marque la limite de calcaires récifaux Quaternaire (**fig. 21**). Nulle part cette limite est marquée comme une discontinuité en faille de façon évident.

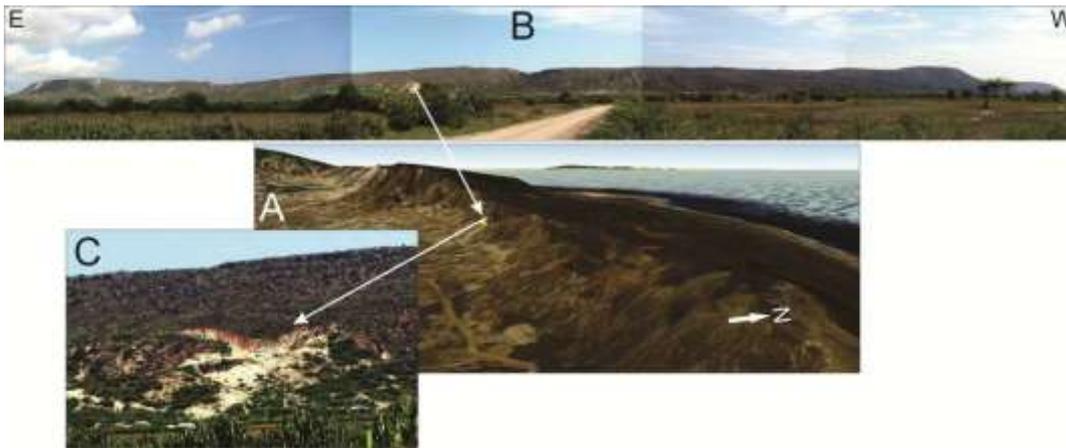


Figure 82 : Expression morphologique de la structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion - Morne Anglais en imagerie satellitaires Google 3D (A) et sur le terrain (B et C).

Le long de cette structure, nombreux sites (figure 83), nous ont permis de mettre en évidence un contact presque vertical, entre des brèches calcaires (âge ?) et des argiles gréseuses Eocènes à Miocènes (figure 85, 86, 87). Ce contact vertical suppose que ce dernier doit correspondre soit à une faille soit à un basculement tectonique associé à l'activité d'une autre faille.

Deux sites différents le long de cette structure nous ont permis de mettre en évidence des plans de failles :

- Au niveau du premier site (site 3- figure 83 et 85), nous avons pu mettre en évidence la présence d'un ensemble de failles inverses à fort pendage à la base et qui s'incurvent vers le sud, dans le sens de la pente, à la surface, sous l'effet des mouvements gravitaires. Les argiles Eocènes à Miocènes, se situent à mi-hauteur de l'escarpement, soit à environ 56 m par rapport au pied où l'on retrouve ces mêmes argiles (figure 85 et 86). A ce niveau, on y observe deux plans de faille striés ;
 - Un premier plan de direction N088° E, de pendage de 28° N et de pitch de 87°E ;
 - Un deuxième, de direction N080° E, de pendage de 65° Net d'un pitch de 70°E.

Une coupe schématique a été élaboré pour ce site (figure 85). A ce niveau, la cinématique de la faille est en accord avec la Carte Géologique au 1/125000°.

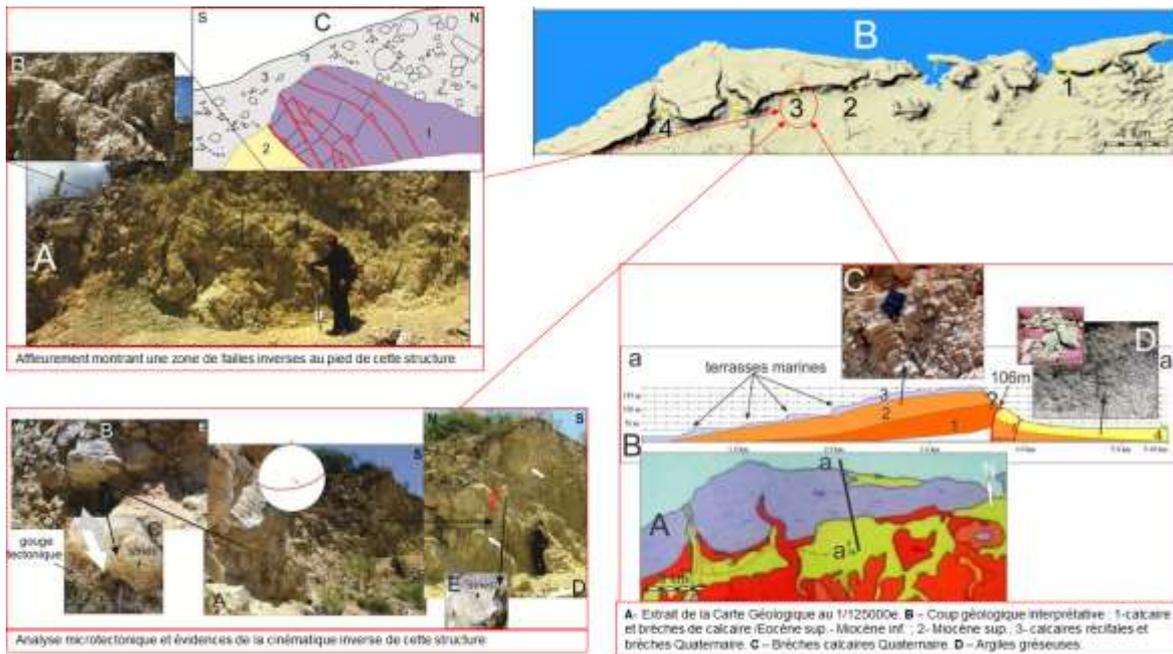


Figure 83 : Evidences de failles inverses au niveau du site 3, situé dans la partie centrale et au pied de la structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.

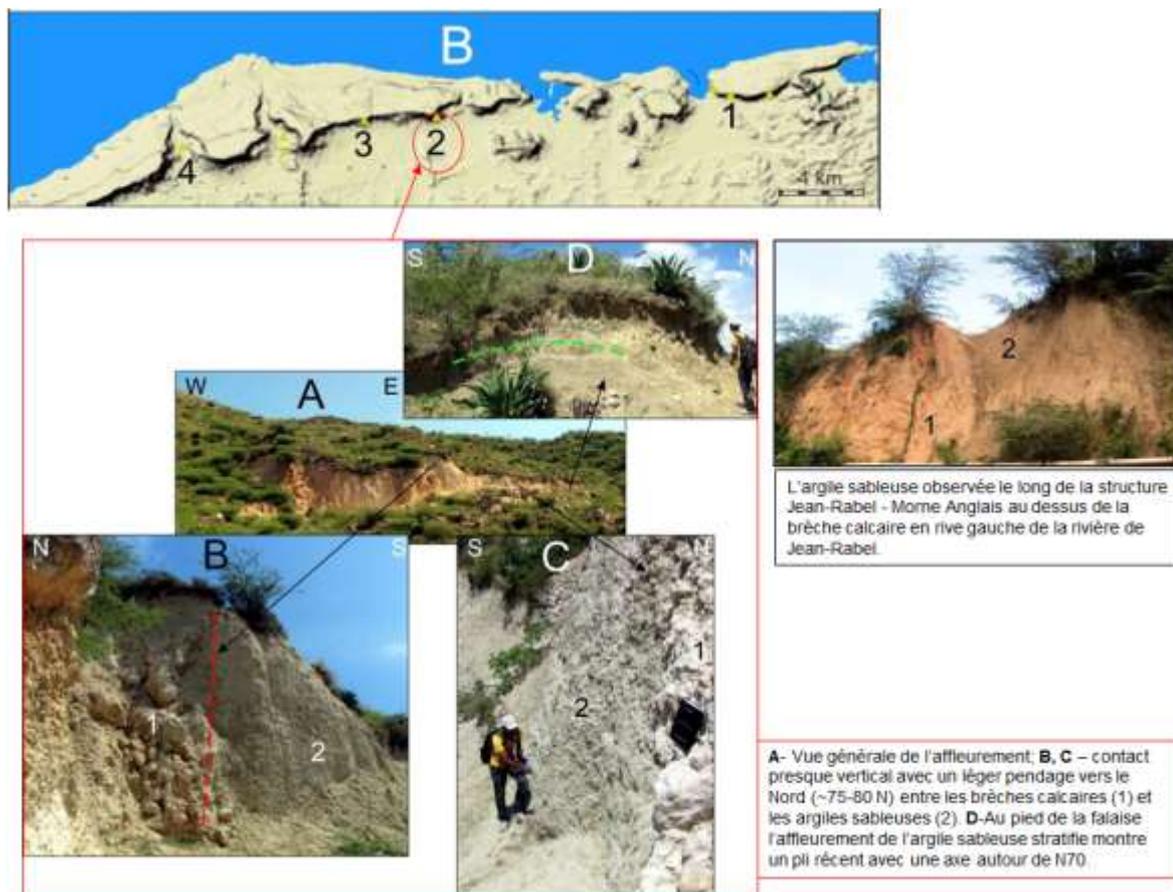


Figure 84 : Evidences de failles inverses au niveau du site 2, situé dans la partie centrale et au pied de la structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.

- Cependant, un peu plus loin vers l'Est (site 1- figure 83 et 87), ce contact se situe entre les brèches calcaires et les marnes Miocène sup. Dans ce cas la structure en faille inverse serait en contradiction si nous considérons ces brèches comme étant des calcaires récifaux Quaternaires. Par ailleurs, en comparant ces brèches calcaires avec les calcaires récifaux Quaternaires, une différence nette aussi bien d'un point de vue composition qu'épaisseur les distinguent. Il semblerait donc, que ces brèches calcaires ont un âge plus ancien que les calcaires récifaux.

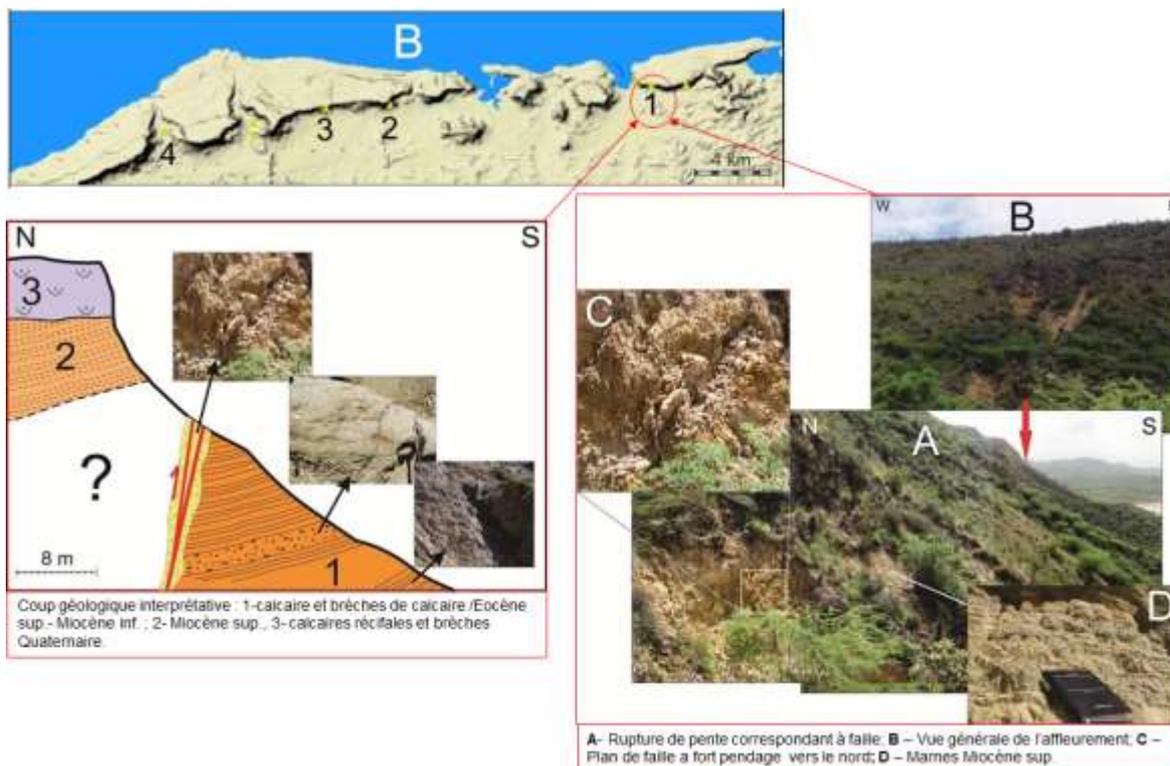


Figure 85 : Evidences de failles inverses au niveau du site 1, situé dans la partie Est et au pied de la structure sismogravitaire de Jean-Rabel - Morne Anglais et du système de failles actives de Morne Tapion.

Sur un autre affleurement, situé sur la rive gauche de la rivière Jean-Rabel, plusieurs contacts entre brèches calcaires et argiles sableuses ont été observés (figures 88 et 89). Certains contacts correspondent à des plans de failles rectilignes (figure 89-C).

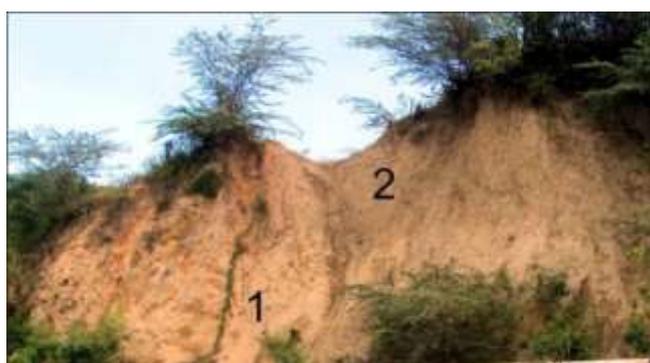


Figure 86 : Affleurement d'argiles sableuses au niveau dans la rive gauche de la rivière Jean-Rabel, au pied de l'escarpement du système de Jean-Rabel - Morne Anglais au-dessus des brèches calcaires.

A ce niveau, un contact stratigraphique laisse supposer, que les argiles sont plus récentes que les brèches calcaires (figure 88). Ceci est en accord avec nos suggestions d'un âge plus ancien pour ces brèches. Les blocs calcaires, qui constituent ces brèches, contiennent des fossiles qui indiquent une origine récifale ou néritique de ces derniers. La mise en évidence de vastes glissements en masse, le long de cette structure, de part et d'autre de la vallée de Jean Rabel (très récent en rive droite et relativement érodé et plus ancien en rive droite), pourrait expliquer en partie les contacts non stratigraphiques liés aux mouvements de terrain et les déformations associées (figure 89).

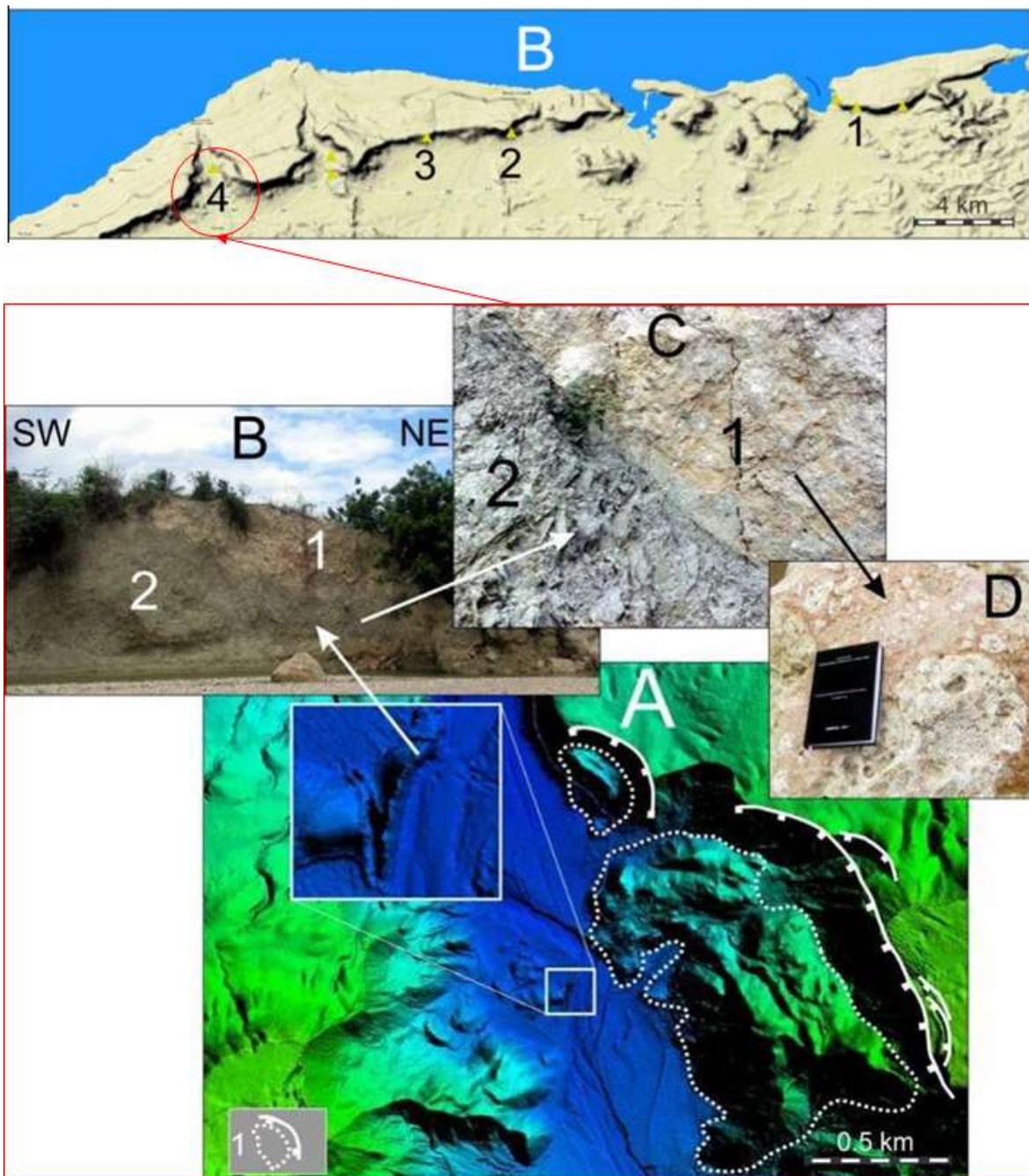


Figure 87 : Intersection de la vallée de Jean Rabel avec système de Jean-Rabel - Morne Anglais (site 4-figure 83) : Nombreux contacts entre brèches calcaires (1) et argiles sableuses (2) ont été observés dans la vallée de Jean-Rabel (A, B, C). Certains contacts sont en failles rectilignes (C). Les blocs calcaires qui

constituent les brèches contiennent de fossiles d'origine récifale ou néritique. Des gros glissements en masse ont été identifiés à ce niveau de part et d'autre de la vallée.

Ainsi, par une approche conservative le secteur faillé une faille Morne Tapion - Morne Anglais (d'orientation E-W, de longueur à 11km environ et de cinématique inverse à faible composante senestre) a été séparé de la structure de Jean-Rabel - Morne Anglais. Cette faille active, sera prise en considération comme une source potentielle de séisme. Des blocs de taille pluri-métriques ont été observés au pied de l'escarpement de la faille Morne Tapion - Morne Anglais, et seront probablement associés à une sollicitation sismique (figure 90).

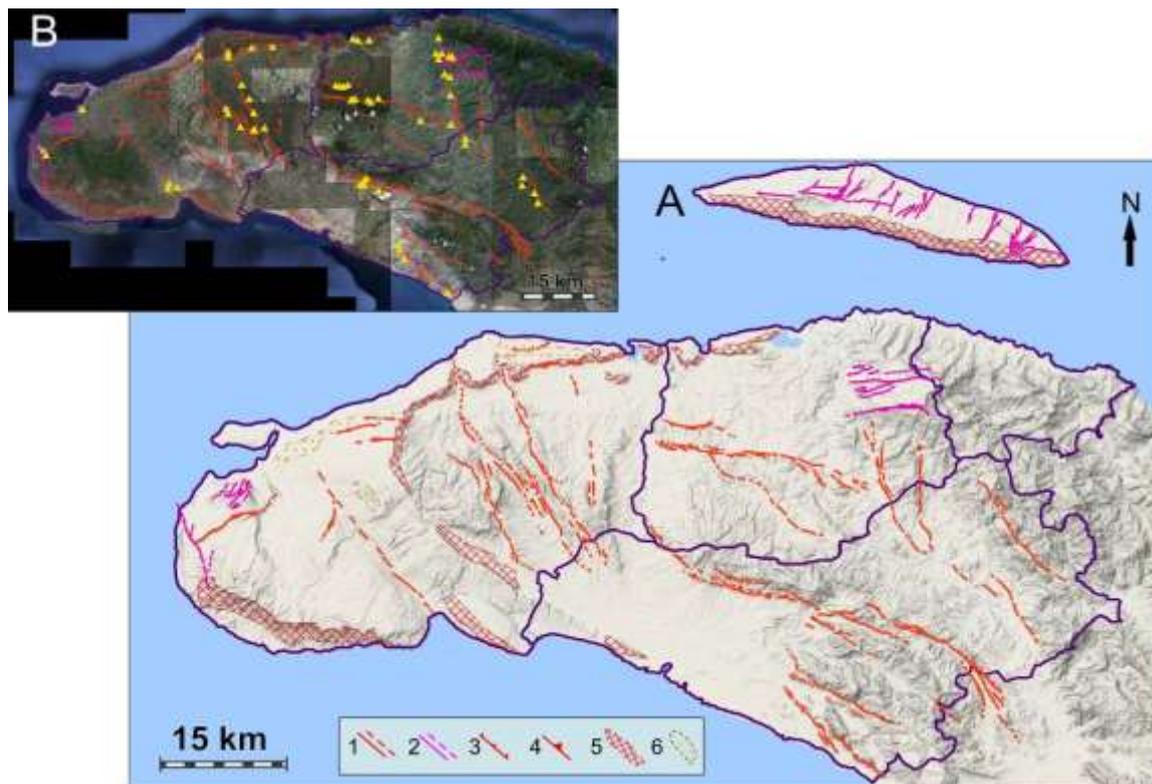


Figure 88 : Blocs de taille pluri-métriques situés à des longues distances au pied de l'escarpement de la faille Morne Tapion - Morne Anglais. Ces blocs sont probablement associés à une sollicitation sismique.

D'après le catalogue de sismicité historique et instrumentale de la zone d'étude (voir chapitre 4.1), aucun séisme connu n'est associé à cette faille, alors que son activité récente est incontestable. En effet, l'échantillon de sismicité disponible sur la zone d'étude, ne couvre au mieux que trois siècles, ce qui est très insuffisant pour avoir une idée sur l'activités de failles dont la période de retour est supérieure à 3 siècles. De plus, jusqu'en 2010, la détection des séismes sur Haïti est médiocre. Seuls les séismes de magnitude 4.0 à 4.5 et plus sont vus par les réseaux de surveillance internationaux (ISC, USGS).

4.2.4.2.13. [4.2.2.10. Systèmes de failles normales secondaires de Richmond Horst](#)

Une des spécificités du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne est que les failles actives d'origine tectonique, sont souvent associés à des failles secondaires normales ou encore des mouvements en masses d'origine sismo-gravitaires (figure 91).



(1) Faille active décrochant ; **(2) fissure/faille sismogravitaire** ; **(3)** Faille active normale ; **(4)** Faille active inverse/chevauchante ; **(5)** ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; **(6)** Terrasses basculées.

Figure 89 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » d'échelle locale de la Presqu'île du Nord-Ouest et structures sismo-gravitaires associés : failles normales en violet (2) et ceinture d'instabilités de pentes (5).

Ces failles sont très localisées et de petite échelle et de potentialité sismique négligeable (faible magnitude). Néanmoins, ils présentent un danger potentiel aux enjeux (habitations, activités, infrastructures) qui se situent sur le passage de ces failles. C'est pourquoi, les principales d'entre elles ont été cartographiées et distinguées avec une couleur spécifique (violet-rose), au niveau de la carte des failles actives (figure 91). Celles-ci se situent principalement au niveau du versant Nord de l'île de la Tortue, à l'extrémité Nord-Ouest de la Presqu'île du Nord-Ouest à proximité du Mole saint Nicolas (voir chapitre 4. 2.2.2.1), ainsi qu'au niveau Nord-Est de cette Presqu'île (figure 91 et 92). Ces structures sont associées à des larges zones de forte activité gravitaires et/ou de basculement généralisé des terrasses récifales quaternaires.

La zone de failles normales récentes mise en évidence dans la partie Nord-Est de la Presqu'île du Nord-ouest, est la plus importantes de la zone d'étude. A ce niveau, deux failles normales majeurs d'orientation générale Est-Ouest et de 8 à 9 km de long, délimitent une zone de Horst : le Horst de Richmond (figure 92).

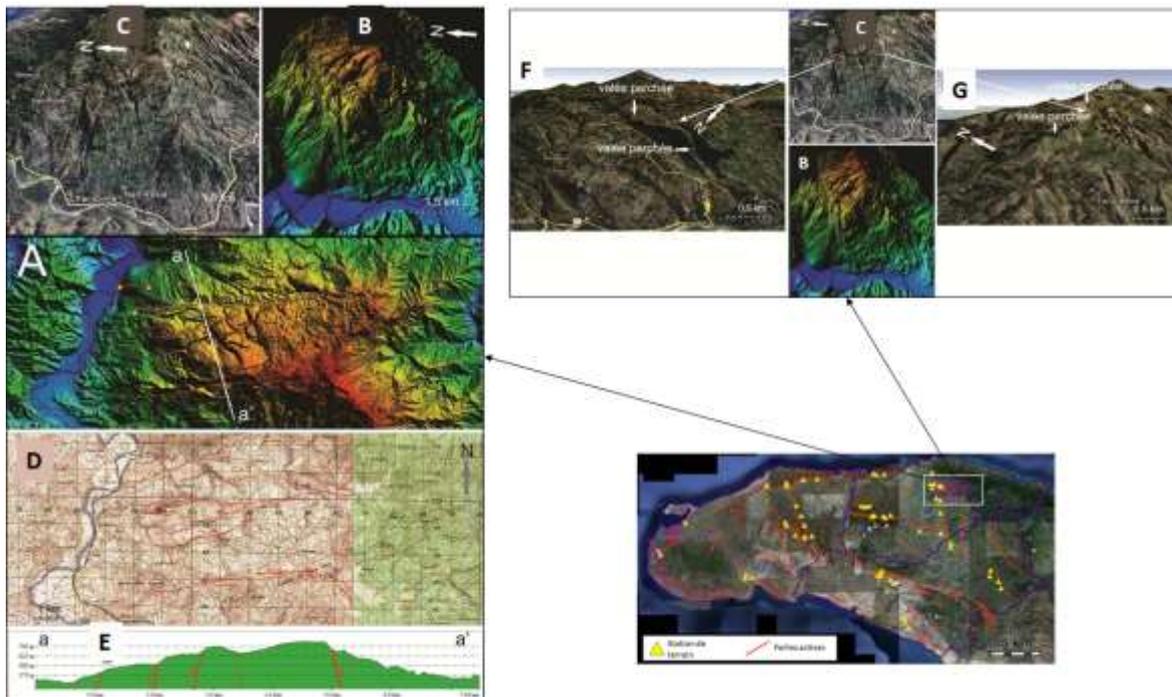


Figure 90 : Expression morphologique et cartographie du système de failles normales actives du Horst de Richmond sur imagerie et MNT LIDAR (A et B), imagerie Google 3D (C, F, G) et fond topographique (D) et coupe morpho-tectonique interprétative (E).

L'orientation de ce Horst indique une extension Nord-Sud en contradiction avec le champ de contrainte actuel, qui indique une compression Nord-Sud. Cette structure correspond en effet à une manifestation secondaire, des effets de la contrainte tectonique et correspondrait à des failles d'extrados d'origine sismogravitaire.

Les deux principales failles normales délimitant au Nord et au Sud ce Horst, sont toutes les deux morphologiquement très bien marquées et segmentées. Elles présentent un rejet vertical de plus de 100m et nombreux indices d'activités récentes (figures 93 et 94).



Figure 91 : Le système de failles normales actives du Horst de Richmond affecte principalement les calcaires Eocène (?). Un plan de faille de direction N005° E affecte en effet ces calcaires (A, B). Des marnes, probablement Miocène sup à Pléistocène, affleurent au niveau de la partie sommitale de l'escarpement, à proximité de la faille normale délimitant au Sud le Horst de Richmond (non indiquée sur la carte 1/25000^e). Le plan principal de cette faille (D, F, G) affleure au niveau de la vallée de la rivière Les Trois Rivières. Ce plan de direction N85°E et de pendage de 70°N indique une cinématique pratiquement normale pure (H).

La faille affecte principalement les calcaires d'Eocène (?). Une fracturation N 005° s'observe dans les calcaires (figure 93). Des marnes, probablement Miocène supérieur à Pléistocène affleurent au niveau de la partie sommitale de l'escarpement, à proximité de la faille normale délimitant au Sud le Horst de Richmond (non indiquée sur la carte 1/25000^e). Des vallées perchées sont observables le long de cette faille (figure 94) et témoignent de l'activité récente de cette dernière. Le plan principal

de cette faille (figure 93-D, F. G) affleure au niveau de la vallée de la rivière Les Trois Rivières. Ce plan de direction N85°E et de pendage de 70°N indique une cinématique pratiquement normale pure (figure 93-H).



Figure 92 : La faille normale délimitant au Nord le système de failles normales actives du Horst de Richmond, se caractérise par la présence de nombreuses vallées perchées (A, B, C) témoignant de l'activité récente de cette faille. L'escarpement de faille normale délimitant au Sud ce Horst est également très bien marquée morphologiquement (E, F).

4.2.5. CARTE DES PRINCIPALES FAILLES ACTIVES DU DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET DE L'ARRONDISSEMENT DE GROS MORNE

L'ensemble des failles actives identifiées à l'occasion de la présente étude et décrit en détail précédemment, a été cartographié au 1/50 000^e à 1/10 000^e sous SIG (fig. 95 et planche hors texte A0).

Cette carte nous permet de dégager les éléments suivants :

- La déformation actuelle dans la Presqu'île du Nord-Ouest est diffuse,
- Elle s'exprime par des failles d'échelle locale très segmentées,
- Les failles actives dans le territoire du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne sont relativement jeunes et en cours d'évolution,
- Les failles actives ont un faible taux de déformation,
- Le mécanisme de déformation d'une grande partie de ces failles correspond à un mouvement transpressif,
- Les magnitudes les plus importantes sont associés aux failles actives d'échelle régionale encadrant le département la Presqu'île du Nord-Ouest au Nord et au Sud.
- La zone d'étude, se caractérise par la présence de nombreuses structures d'origine sismo-gravitaires (failles normales, ceintures de mouvements de masses, terrasses basculées, etc.). Les structures d'origine purement tectonique (failles actives) ont été séparées de celles d'origine gravitaires.



(1) Faille active décrochant ; (2) fissure/faille sismogravitaire ; (3) Faille active normale ; (4) Faille active inverse/chevauchante ; (5) ceintures de processeurs actifs d'instabilité de pentes et de fissures/failles d'origine sismogravitaire ; (6) Terrasses basculées.

Figure 93 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » et « offshore » d'échelle locale aussi bien que régionale affectant la Presqu'île du Nord-Ouest.

4.2.6. EVALUATION DES MAGNITUDE MAXIMALES DES SOURCES SISMIQUES DEU DEPARTEMENT DU NORD-OUEST ET DE L'ARRONDISSEMENT DE GROS MORNE

Sur la base de la cartographie détaillée des sources sismiques (failles actives) de la zone d'étude (figure 95) et pour l'évaluation de la magnitude maximale plausible de chacune de ces structures, nous avons défini des scénarios de fonctionnement de ces dernières, sur la base de géométrie, la cinématique et la segmentation de ces failles actives (**fig. 96, 97**). Selon une approche conservative et en considérant la segmentation les magnitudes maximales ont été calculé par des lois empiriques Wells and Coppersmith (1994) et Coppersmith (1991) (**Table 1**) pour chaque segment. Pour les failles non segmentées et de moins de 20 km de long, nous avons calculé la longueur de rupture par la loi empirique de Slemmons 1982, ensuite nous avons appliqué les lois de calcule de Mmax. Vu que le système de failles sismo-gravitaire de la Horst Richmond est relativement importante, les magnitudes maximales ont été calculées également pour ce dernier (**fig. 98**).



Figure 94 : Carte de synthèse des différentes failles actives « offshore » de la Presqu'île du Nord-Ouest et évaluation de la magnitude maximale selon Wells and Coppersmith (1994) et Coppersmith (1991).

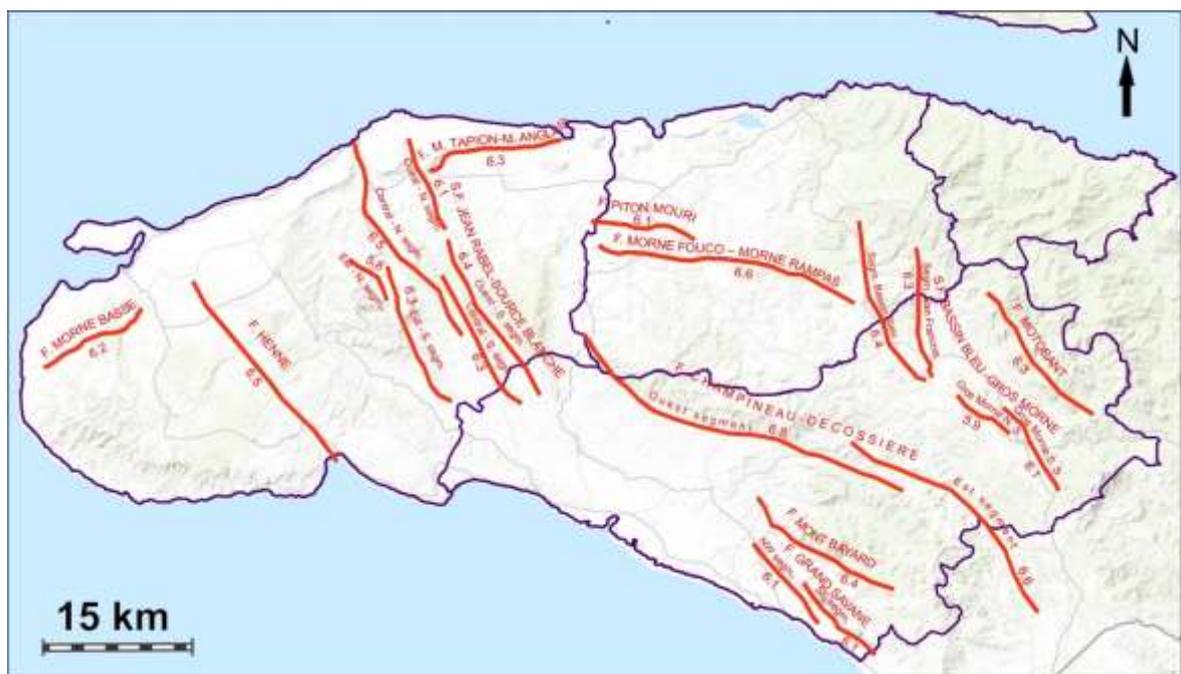


Figure 95 : Carte de synthèse des différentes failles actives « on Shore » d'échelle locale affectant la Presqu'île du Nord-Ouest et évaluation de la magnitude maximale selon Wells and Coppersmith (1994) et Coppersmith (1991).

Tableau 1 : Évaluation de la magnitude maximale Mw des différentes sources sismiques affectant le département du la Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne

Nom_F / long. total	Nom_Seg	Long_seg	Cinématique	Mw_max(Coppersmith-1991)	Sig.	Mw_max(Wells and Coppersmith-1994)	Sig.	Mw_max	Sig.
Failles actives proches d'échelle régionale									
Zone de Failles Nord-Hispaniola (ZFNH)	Seg.	269±20	R	7.91	0.04	7.96	0.04	7.96	0.04
Zone de Failles Septentrional (ZFS)	Seg. E	185±10	SS	7.72	0.02	7.69	0.03	7.72	0.02
	Seg. W	112±6	SS	7.45	0.02	7.45	0.03	7.45	0.03
Zone de Failles Inverses de la Cordillère Centrale (ZFICC)	Seg. Central	131±10	R	7.54	0.03	7.58	0.04	7.58	0.04
Failles actives d'échelle locale « offshore »									
Nord-Presqu'île NW 96±5			R	7.37	0.03	7.41	0.03	7.41	0.03

Sud- Presqu'île NW 108±6			R	7.44	0.02	7.48	0.02	7.48	0.02
Mole 28±5			R	6.76	0.09	6.73	0.09	6.76	0.09

Failles actives d'échelle locale « onshore »

Morne Basse 10±0.5			N	6.2	0.02	6.18	0.02	6.2	0.02	
Morne Tapion - Morne Anglais 12±2	-	-	R	6.29	0.08	6.31	0.08	6.31	0.08	
Henne 19±2	-	-	-	6.53	0.05	6.56	0.05	6.56	0.05	
Système de failles de Jean Rabel - Source Blanche	Oue st 15.3 ±1	Nord	5±0.5	-	5.83	0.05	5.88	0.05	5.88	0.05
		Sud	13.2±1.5	-	6.34	0.06	6.37	0.06	6.37	0.06
	Cent ral 27.4 ±2	Nord	19.7±2	-	6.54	0.01	6.57	0.05	6.57	0.05
		Sud	13±1.5	-	6.33	0.06	6.36	0.05	6.36	0.05
	Est	Nord	8.5±1	-	6.11	0.06	6.15	0.06	6.15	0.06
		Sud	15.6±2	-	6.42	0.01	6.45	0.06	6.45	0.06

Piton Mouri 9±0.5	-	-	R	6.14	0.03	6.16	0.03	6.16	0.03	
Morne Fouco – Morne Rampas 22±2	-	-	R	6.61	0.04	6.63	0.05	6.63	0.05	
Système de failles de Bassin Bleu- Gros Morne	Bassin Bleu	15.6±2	-	6.43	0.01	6.45	0.06	6.45	0.06	
	Nan Francois	11.5±1.5	-	6.26	0.06	6.30	0.06	6.30	0.06	
	Gros Mor ne 12±0 .5	Nord	5.6±0.3	-	5.89	0.03	5.94	0.02	5.94	0.02
		Sud	8.6±1	-	6.12	0.01	6.15	0.05	6.15	0.05
Champineau- Decossiere	Ouest	30.4±3	R	6.77	0.05	6.80	0.05	6.80	0.05	
	Est	22±2	R	6.6	0.01	6.63	0.05	6.63	0.05	
Grand Savane	Nord- Ouest	8.8±1	R	6.12	0.05	6.14	0.06	6.14	0.06	
	Sud-Est	8.7±1	R	6.12	0.06	6.14	0.06	6.14	0.06	
Mont Bayard 15±0.7	-	-	R	6.41	0.02	6.43	0.02	6.43	0.02	
Motobant 14±0.7	-	-	R	6.37	0.03	6.39	0.03	6.39	0.03	
Richmond	Nord 9±0.4	-	N	6.14	0.02	6.11	0.03	6.14	0.02	
	Sud 8.6±0.4	-	N	6.12	0.02	6.09	0.02	6.12	0.02	

5. DETERMINATION DE L'ALEA SISMIQUE

5.1. FAILLES SIGNIFICATIVES RETENUES

En concertation avec le Maître d'Ouvrage, il a été décidé que seule 5 failles sont susceptibles d'avoir le plus grand impact et doivent être considérées dans le cadre du calcul de l'accélération. Il s'agit de (figure suivante) :

1. La zone de failles Nord Hispaniola ;
2. La zone de la faille septentrionale (segment Ouest, lui-même segmenté en 2) ;
3. Le système de failles chevauchantes Nord de la presqu'île du NW ;
4. Le système de failles chevauchantes Sud de la presqu'île du NW
5. Le système de failles chevauchements de la cordillère centrale



Figure 96 : Localisation des failles actives retenues pour l'évaluation de l'aléa sismique du département du Nord-Ouest et l'arrondissement de gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite.

5.2. DONNÉES PRÉLIMINAIRES GLOBALES : DÉFINITION DES SÉISMES DE RÉFÉRENCE

Dans la pratique on estime le séisme maximal plausible à partir du séisme maximal historique connu. Faute de séismes bien documentés pendant la période historique, on déduit la magnitude à partir des relations qui relient les caractéristiques géométriques et cinématiques d'une faille active à la magnitude : longueur de rupture, déplacement cosismique (Wells and Coppersmith, 1994) (figure suivante).

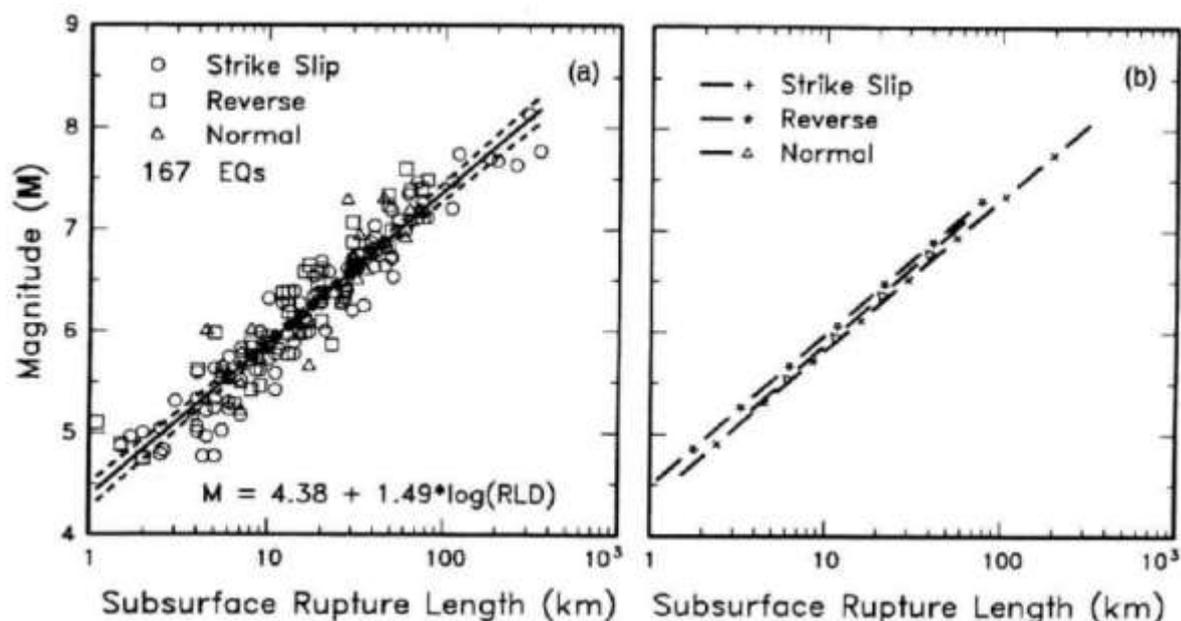


Figure 97 : Relation entre longueur de rupture et magnitude (Wells and Coppersmith, 1994).

En effet, les travaux exhaustifs et précis effectués dans le cadre de la présente étude fournissent une description relativement détaillée des différentes structures séismogéniques (failles actives) affectant le département du Nord-Ouest ainsi que l'arrondissement de Gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite (voir figure précédente et Planche hors texte : Carte des failles actives département du nord-ouest ainsi que l'arrondissement de Gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite). Ces structures ont été décrites en détail dans le chapitre 4.2 (Identification des principales failles actives du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne : Indices d'activité néotectonique ET DEFORMATION ACTUELLE) de la présente étude sur les différents aspects (paramètre) caractérisant une faille:

- Longueur,
- Orientation,
- Pendage,
- Segmentation,
- Cinématique (nature du mouvement).

L'ensemble de ces informations a été synthétisé et stocker sous forme de base de données sous SIG (Failles_Actives_Presqu'île du NW).

Ainsi, pour toutes les structures identifiées, sur le territoire du département du Nord-Ouest ainsi que l'arrondissement de Gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite, nous avons calculer le séisme maximum physiquement plausible pour chacune des structures en appliquant les lois de Wells et Coppersmith, 1991 et 1994 (voir tableau 1). Les magnitudes maxima retenues pour le choix

des séismes de références sont celles calculés par la loi de Wells et Coppersmith, 1994 qui est plus conservatrice et plus sécuritaire.

Ainsi, le séisme maximum physiquement plausible pour les principales structures retenues pour l'évaluation de l'accélération sismique (PGA) au rocher sont rappelés dans le Tableau ci-après :

Tableau 2 : Paramètres caractérisant les différentes sources sismiques pouvant affecter le département du Nord-Ouest et l'arrondissement de Gros Morne du département limitrophe de l'Artibonite.

Nom_F / long. total	Nom_Seg	Long_seg	Cinematique	Mw_max(Coppersmith-1991)	Sig.	Mw_max(Wells and Coppersmith-1994)	Sig.	Mw_max	Sig.
Failles actives proches d'échelle régionale									
Zone de Failles Nord-Hispaniola (ZFNH)	Seg.	269±20	I	7.91	0.04	7.96	0.04	7.96	0.04
Zone de Failles Septentrional (ZFS)	Seg. E	185±10	SS	7.72	0.02	7.69	0.03	7.72	0.02
	Seg. W	112±6	SS	7.45	0.02	7.45	0.03	7.45	0.03
Zone de Failles Inverses de la Cordillère Centrale (ZFICC)	Seg. Central	131±10	I	7.54	0.03	7.58	0.04	7.58	0.04
Failles actives d'échelle locale									
Nord-Presqu'île NW 96±5			I	7.37	0.03	7.41	0.03	7.41	0.03
Sud-Presqu'île NW 108±6			I	7.44	0.02	7.48	0.02	7.48	0.02

En conclusion les sources sismiques retenues pour la détermination de l'accélération sismique au rocher (alea sismique) du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne sont :

1. Un séisme inverse (7.9) sur la faille Nord Hispaniola ;
2. Un séisme décrochant (7.4 à 7.7) sur la faille septentrionale (segment Ouest) ;
3. Un séisme inverse (7.4) sur le chevauchement Nord de la presqu'île du NW ;
4. Un séisme inverse (7.4) sur le chevauchement Sud de la presqu'île du NW
5. Un séisme inverse (7.5) sur le chevauchement de la cordillère centrale

Y a-t-il un séisme dominant en matière d'accélération ?

5.3. PARAMÈTRES SISMOLOGIQUES DES FAILLES

Les paramètres sismologiques nécessaires à la conduite des calculs de l'aléa sismiques sont indiqués dans le tableau ci-avant.

Les relations de Wells et Coppersmith (1994) ont été prises en compte et appliquées pour respecter l'accord entre la vitesse de déplacement des failles, la longueur de rupture et la magnitude maximale.

1. Lois fréquence-magnitude

Les lois Fréquence-Magnitude pour chacune des failles seront établies en accord avec les paramètres sismologiques du Tableau ci-dessus.

2. Lois d'atténuation

Pour être le plus proche possible de la réalité, nous avons utilisé les quatre lois d'atténuation (Calculation of ground motion for (FEB 2008, Earthquake Spectra, V. 24):

- Abrahamson-Silva NGA Model
- Boore-Atkinson NGA Model
- Campbell-Bozorgnia NGA Model
- Chiou-Youngs NGA Model.

La valeur moyenne issues de ces différents calculs a été, par la suite prise comme résultat.

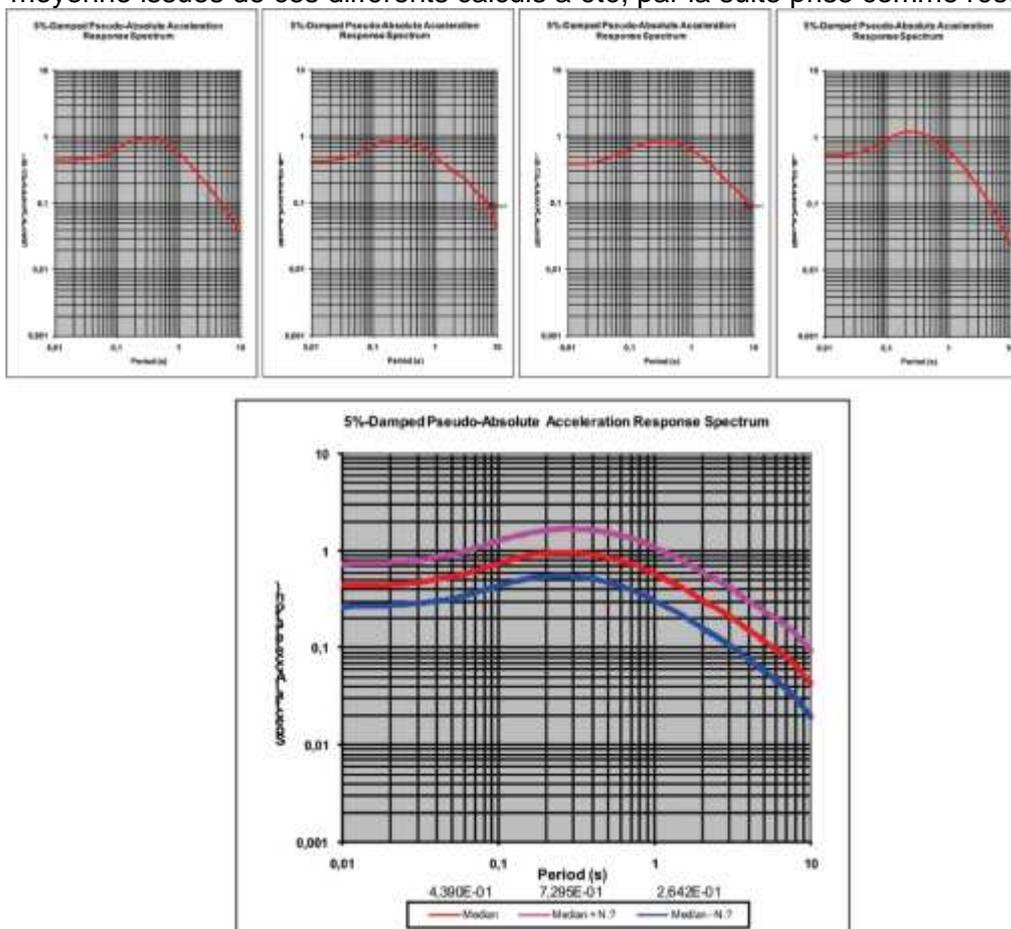


Figure 98 : Spectre d'accélération calculée par ces différentes lois ; Exemple de la faille Septentrionale (scénario de rupture des 2 segments, $M_{max} = 7.9$, distance 5km) par les lois de Abrahamson-Silva, Boore-Atkinson, Campbell-Bozorgnia, Chiou-Youngs (en haut) et la valeur moyenne avec sigmas (en bas).

3. Approche suivie pour l'évaluation de l'accélération sismique au rocher

Deux approches sont possibles pour évaluer l'aléa à l'échelle régionale (Hervé PHILIP, 2007) :

- **Méthode déterministe** : Cette démarche passe par la détermination du **séisme maximal plausible**. Elle nécessite a priori une très bonne connaissance de la localisation et des caractéristiques des sources sismiques.

Dans la pratique on estime le *séisme maximal plausible* à partir du séisme maximal historique connu. Faute de séismes bien documentés pendant la période historique, on déduit la magnitude à partir des relations qui relient les caractéristiques géométriques et cinématiques d'une faille active à la magnitude (longueur de rupture, déplacement cosismique) (Wells and Coppersmith, 1994) (**Fig. 2**). À partir de l'ensemble des séismes susceptibles d'affecter le site on définit *les séismes de référence* caractérisés chacun par la magnitude (ou l'intensité épiscopale), la profondeur focale, la distance minimale entre le foyer et le site, les paramètres à la source et les spectres de référence sur le site.

Cette approche a l'inconvénient de **ne pas** prendre en compte la **fréquence** des événements sismiques et peut, suivant les cas, conduire à une surestimation ou une sous-estimation de l'aléa.

- **Méthode probabiliste** : On établit une loi qui donne la **probabilité de dépassement**, de différentes valeurs caractérisant le mouvement du sol (intensité macrosismique, accélération) pour une **période donnée** (100, 500 ans, ...).

On introduit donc par cette approche de l'évaluation de l'aléa un calcul **d'incertitude**.

Le principal **problème** de cette méthode est la **représentativité de l'échantillon des données de sismicité** surtout dans les régions où l'activité sismique est faible ou modérée ou encore les régions comme Haïti qui pose le problème de représentativité des séismes qui ne couvrent qu'une période de 3 siècles.

De la même façon, se pose le **problème** de la représentativité de la **loi fréquence-magnitude** pour les événements de **fortes magnitudes**, caractérisés par de **très longues périodes de retour** notamment en domaine intracontinental. Les développements de l'archéosismologie et de la paléosismologie tendent à combler ce manque d'information.

L'application des calculs de probabilité sur une grille à l'échelle d'une ville ou d'un pays conduit à élaborer des cartes d'aléa sous différentes formes :

- Carte en iso-valeur de la probabilité annuelle d'atteindre ou de dépasser une certaine intensité (accélération) ou bien encore d'exprimer cette probabilité par son inverse assorti d'une période de retour.
- Carte d'iso valeur d'intensité susceptible d'être atteinte ou dépassée pour une période de retour fixée.

Nous avons opté dans le cas présent pour l'approche déterministe. L'étude réalisée consiste à identifier les séismes dominants dans le département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne en matière d'accélération. A partir de la définition des séismes de références et des modèles de mouvements forts discutés ci-dessus, nous avons calculé l'accélération au rocher pour l'ensemble du territoire du département du Nord-Ouest et de l'arrondissement de Gros Morne. Ensuite nous avons identifié les scénarios dominants en chaque point de la zone d'étude.

4. Résultats

Nous avons déterminé les accélérations en considérant 6 situations distinctes de façon à comprendre le rôle de chacune des failles :

- Faille Nord Hispaniola seule ;

- Faille septentrionale (segment Ouest) seule ;
- Faille Nord de la presqu'île du NW seule ;
- Faille Sud de la presqu'île du NW seule ;
- Faille de la cordillère centrale seule ;
- Intégration des 4 failles Nord Hispaniola, Septentrionale, Sud de la presqu'île du NW et Sud de la presqu'île du NW.

Il en ressort, que :

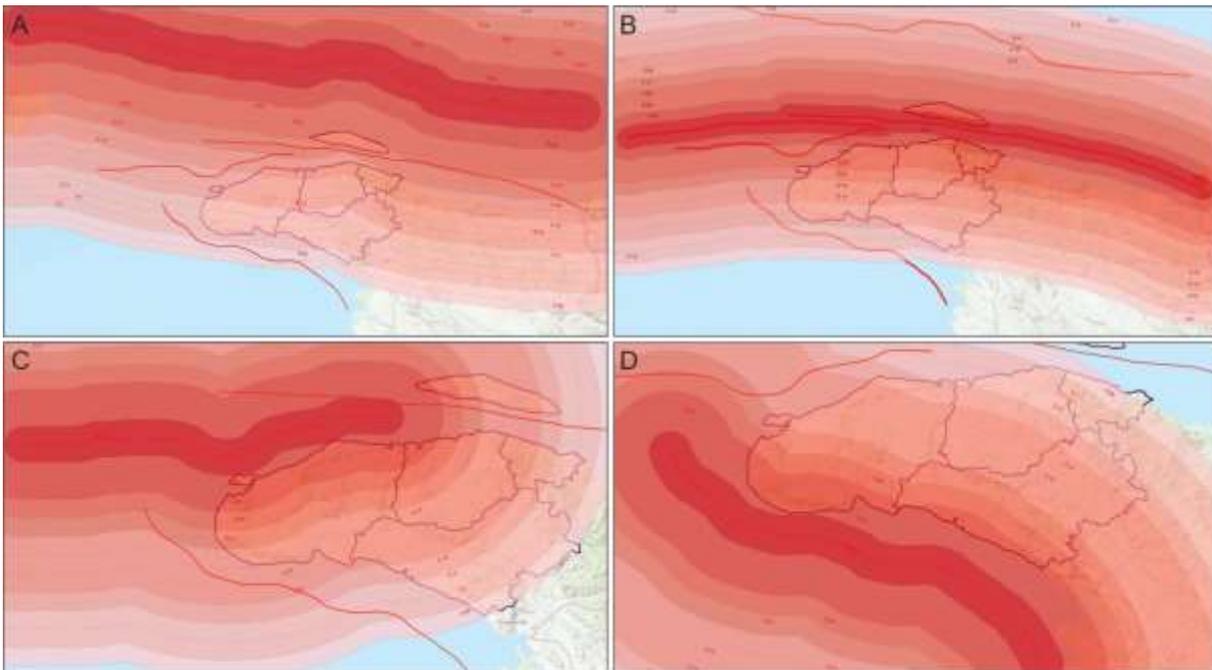


Figure 99 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour les scenarii : A - d'un séisme Mw 7.9 inverse sur la faille Nord Hispaniola ; B- d'un séisme Mw 7.7 décrochant sur le segment Ouest de la faille septentrionale ; C- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Nord de la presqu'île du NW ; D- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Sud de la presqu'île du NW

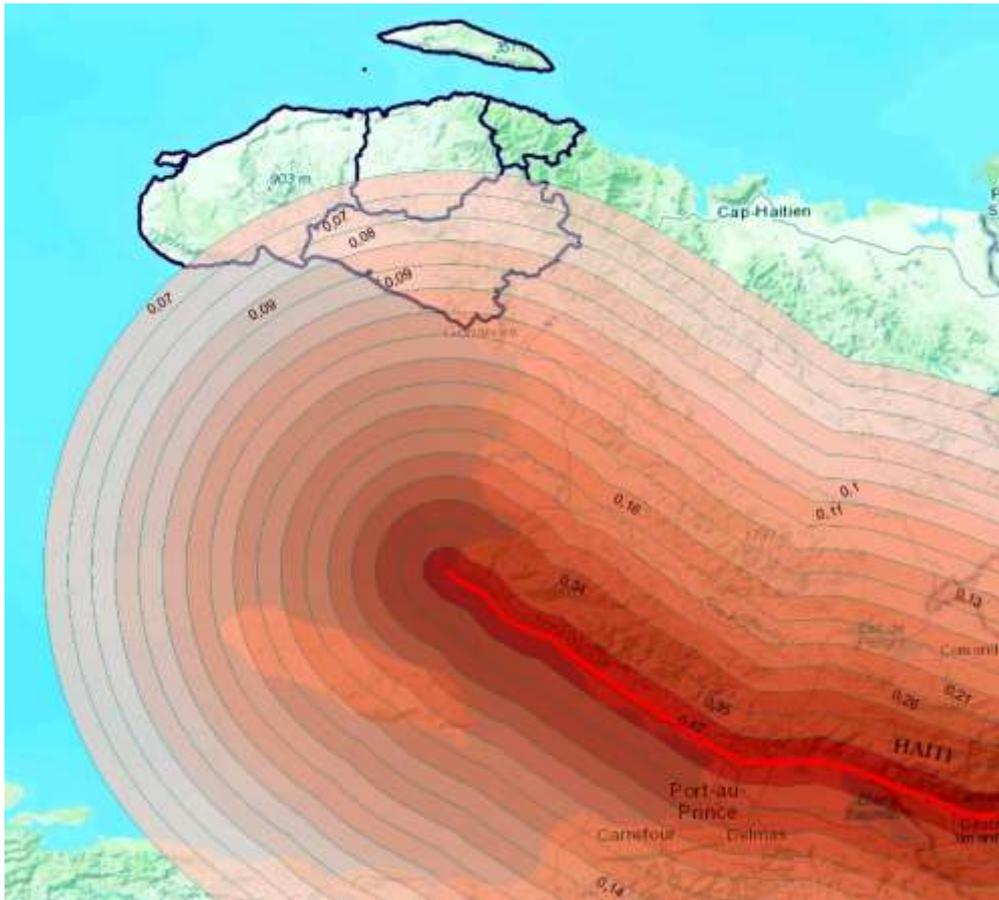


Figure 100 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour le scénario d'un séisme Mw 7.5 inverse sur le chevauchement de la cordillère centrale.

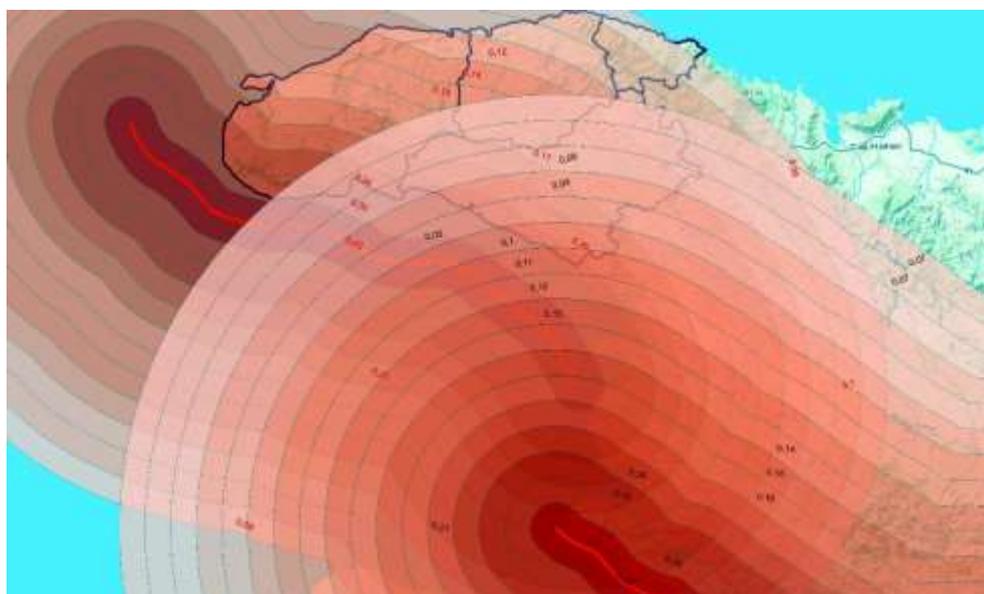


Figure 101 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher en intégrant les 4 failles Nord Hispaniola, Septentrionale, Sud de la presqu'île du NW et Sud de la presqu'île du NW.

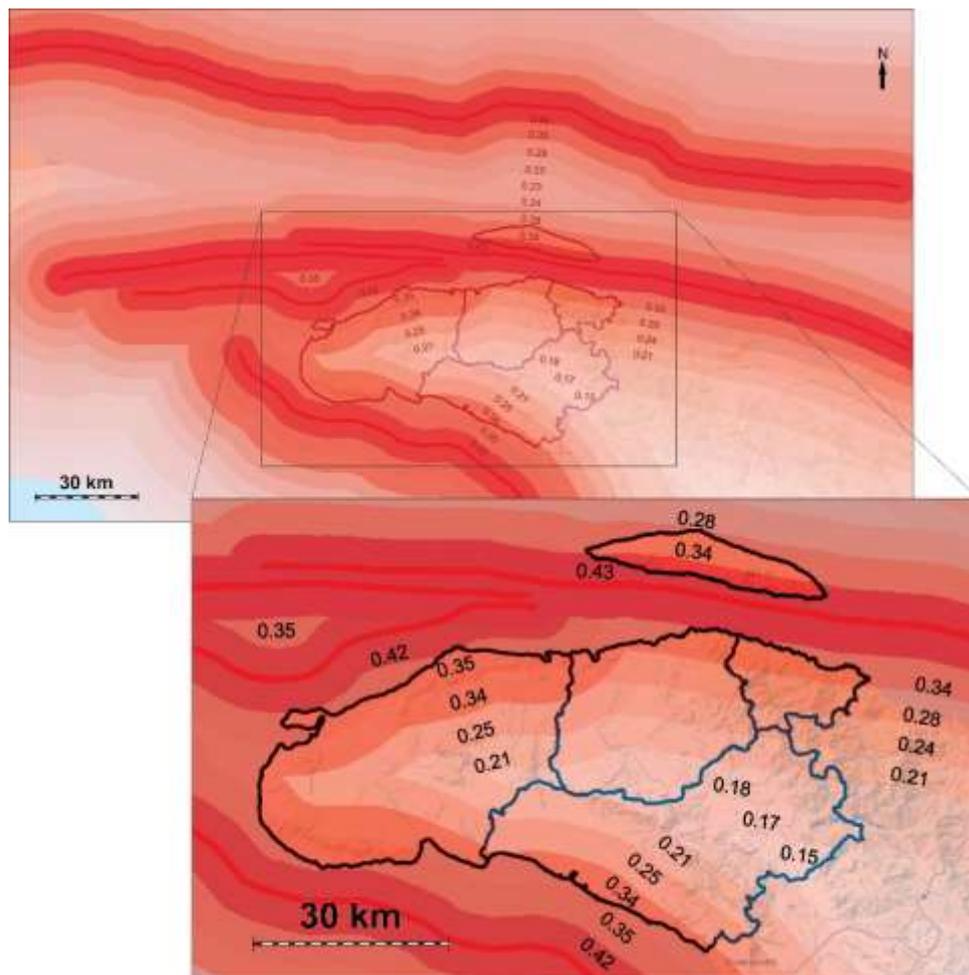


Figure 102 : carte de répartition de l'accélération sismique au rocher pour les scenarii : A - d'un séisme Mw 7.9 inverse sur la faille Nord Hispaniola ; B- d'un séisme Mw 7.7 décrochant sur le segment Ouest de la faille septentrionale ; C- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Nord de la presqu'île du NW ; D- d'un séisme Mw 7.4 inverse sur le la faille Sud de la presqu'île du NW

- 1- Le scénario : d'un séisme Mw 7.7 décrochant sur le segment Ouest de la faille septentrionale est dominant par rapport à la faille Nord Hispaniola pour toute la région nord du département du Nord-Ouest ;
- 2- Le scenario : d'un séisme Mw 7.4 inverse associé à la faille chevauchante Nord de la Presqu'île du NW, domine partout dans la région Nord-Ouest de la Presqu'île du Nord-Ouest par rapport à la faille septentrionale ;
- 3- Le scenario : d'un séisme Mw 7.4 inverse associé à la faille chevauchante Sud de la Presqu'île du NW, domine partout dans la région Sud de la Presqu'île du Nord-Ouest par rapport aux failles Nord Hispaniola, Septentrionale, Nord de la Presqu'île du Nord-Ouest ainsi que le système de chevauchement de la cordillère centrale ;

En conclusion, pour couvrir l'ensemble du territoire d'étude nous avons besoin d'intégrer au minimum les 3 failles ; la faille Septentrionale, et les 2 chevauchements Nord et Sud de la Presqu'île du Nord-Ouest.

5.4. CONCLUSIONS

L'accélération sismique au rocher calculée dans le cadre de la présente étude, varie de 0.42 à 0.15 depuis la frange littorale de la presqu'île du Nord-Ouest vers l'ouest en direction de gros Morne alors que jusqu'alors (Frankel et al., 2010), la totalité de la Presqu'île du Nord-Ouest est scindé en 2 zones d'accélération sismique : une au nord avec un PGA supérieur a 0.48 g et une au sud avec un PGA entre 0.3 et 0,48g.

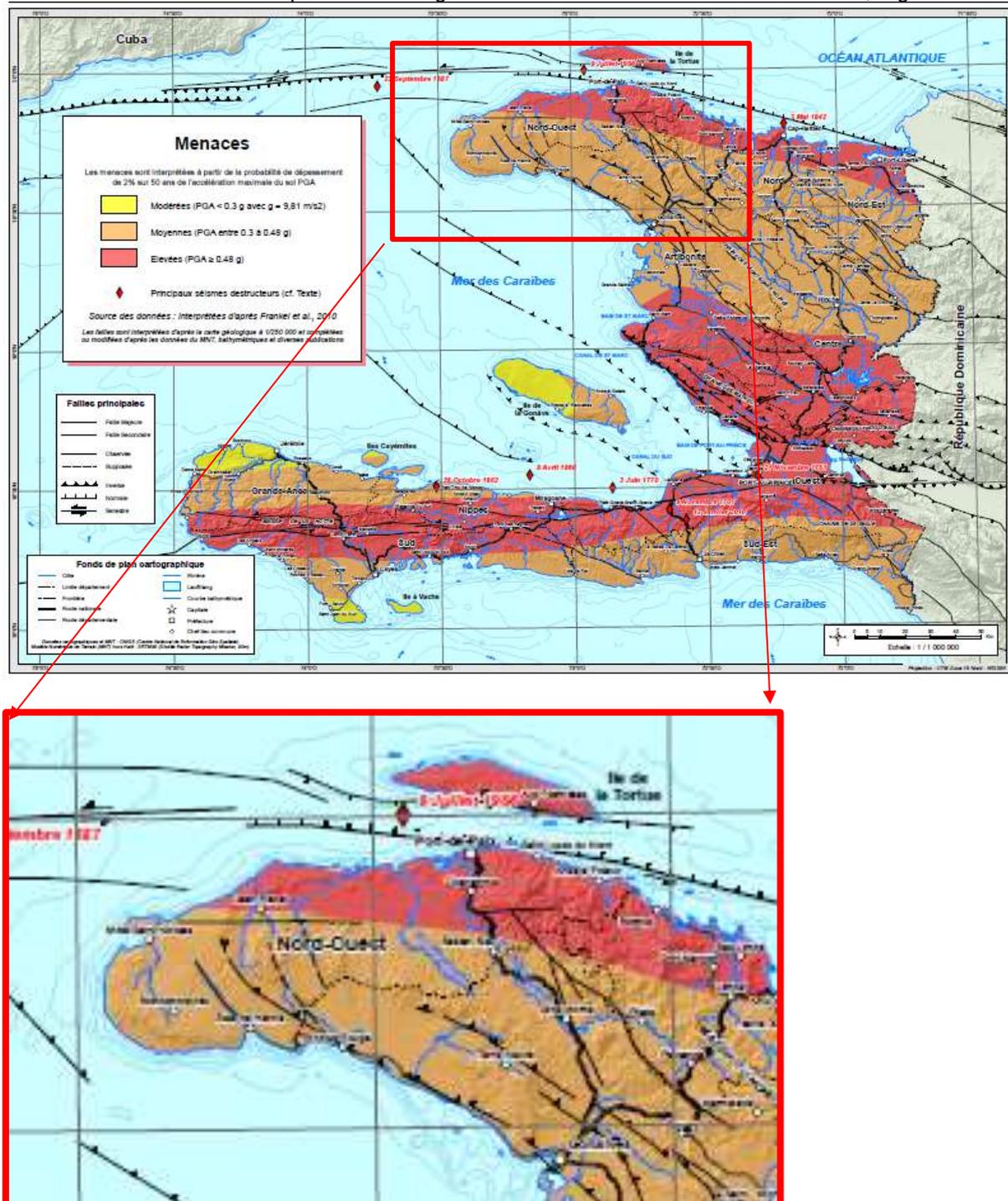


Figure 103 : carte du macrozonage sismique (répartition de l'accélération sismique au rocher) d'après Frankel et al., 2010.

6. BIBLIOGRAPHIE

Amilcar Héliot, Etude Géologique de l'Oust du Massif de la Hotte (Haiti, Grandes Antilles) dans son cadre terrestre et marin. Implications Geodynamiques. Universite Paul Sabatier de Toulouse, 1997.

Bakun, W. H., Flores, C. H. & ten Brink, U. S. Significant Earthquakes on the Enriquillo Fault System, Hispaniola, 1500-2010: Implications for Seismic Hazard. Bulletin of the Seismological Society of America 102, 18-30, doi:10.1785/0120110077(2012).

Bertil D., Terrier M., Belvaux M. (2015) – Análisis de las fuentes sísmicas y evaluación de la amenaza sísmica regional del gran Santo Domingo. “Estudio de la amenaza sísmica y vulnerabilidad física del Gran Santo Domingo” - Actividad 1.1. BRGM/RP-65305-FR, 149 p.

Calais, E. et al. Transpressional rupture of an unmapped fault during the 2010 Haiti earthquake. Nature Geoscience 3, 794-799, doi:10.1038/ngeo992 10.1038/NNGEO992 (2010).

Calais, E., 1990. Relations cinématique/déformation le long des limites de plaques en coulissage: L'exemple de la limite de plaques nord carabbe de Cuba a Porto Rico.

Calais, E., Y. Mazabraud, B. Mercier de L'Épinay, P. Mann, G. Mattioli, and P. Jansma, 2002. Strain partitioning and fault slip rates in the northeastern Caribbean from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 29(18).

Coppersmith, K.J., 1991. Seismic source characterization for engineering seismic hazard analysis, in Proc. 4th International Conference in Seismic Zonation, vol. 1, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California, 3-60

Goreau P.D. The Tectonic Evolution of the North-Central Caribbean Plate Margin. These de Doctorat. Massachussets Institute of Technology. 1983

Donnelly Thomas W.. The Caribbean Sea Floor. 1994. In. Caribbean Geology: An Introduction. Edited by Stephen K. Donovan and Trevor A. Jackson U.W.I. Publishers' Association, Kingston. P p. 41-64.

Lin J., R. Stein, V. Sevilgen, S. Toda (2010). USGS–WHOI–DPRI Coulomb Stress-Transfer Model for the January 12, 2010, MW=7.0 Haiti Earthquake. U.S. Geological Survey Open-File Report 2010-1019.

Leroy S., Ellouz-Zimmermann N., Corbeau J., Rolandone F., De LEPINAY B. M., Meyer B., Momplaisir R., Granja Bruna J.-L., Battani A., Baurion C., Burov E., Clouard V., Deschamps R., Gorini C., Hamon Y, Lafosse M., Leonel J., Le Pourhiet L., Estrada P. L., Loget N., Lucazeau F., Pillot D., Poort J., Tankoo K.R., Cuevas J.-L., Alcaide J.-F., Poix C. J., Munoz-Martin A., Mitton S., Rodriguez Y., Schmitz J., Seeber L., Carbo-Gorosabel A. and Munoz S. Segmentation and kinematics of the North America-Caribbean plate boundary offshore Hispaniola. *Terra Nova*, 27, 467–478, 2015doi: 10.1111/ter.12181

Mann, P., Taylor, F. W., Edwards, R. L. & Ku, T.-L. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics* 246, 1-69 (1995).

Mann, P., E. Calais, J.-C. Ruegg, C. DeMets, P. E. Jansma, and G. S. Mattioli, 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations, *Tectonics*, 21(6), 7-1-7-26.

Momplaisir Bien-Aimé, R. Contribution a l'étude géologique de la partie orientale du Massif de la Hotte (Presqu'île du Sud d'Haiti): Synthèse structurale des marges de la presqu'île a partir de données sismiques. *Thesis Univ. Paris VI* (1986).

Mercier B., Deschamps A., Klingelhoefer F., Mazabraud Y., Delouis B., Clouard V., Hello Y., Crozon J., Marcaillou B., Graindorge D., Vallée M., Perrot J., Bouin M-P., Saurel J-M., Charvis P., St-Louis M. The 2010 Haiti earthquake: A complex fault pattern constrained by seismologic and tectonic observations. *Geophysical research letters*, 2011, vol. 38, L22305, doi:10.1029/2011GL049799

Prentice, C. S., P. Mann, F. W. Taylor, G. Burr, and S. Valastro. Paleoseismicity of the North American-Caribbean plate boundary (Septentrional fault), Dominican Republic, 1993, *Geology*, 21, 49-52.

Pubellier, M., J. M. Vila, and D. Boisson (1991), North Caribbean neotectonic events: The Trans-Haitian fault system. Tertiary record of an oblique transcurrent shear zone uplifted in Hispaniola, *Tectonophysics*, 194, 217-236.

Saint Fleur Newdeskarl, Sis,otectonique du système de faille d'Enriquillo et du seisme du 12 janvier 2010 (Mw 7.0) en Haiti. Institut de Physiaue du Globe de Paris. 2014.

Slemmons D.B. Determination of Design Earthquake Magnitudes for Microzonation: Proceedings of the Third International Earthquake Microzonation Conference, 1982, Volum I of III, p. 119-130.

ten Brink, U.S.; Bakun W.H. & Flores C.H. (2011). "Historical perspective on seismic hazard to Hispaniola and the northeast Caribbean region". *Journal of Geophysical Research*. American Geophysical Union. **116**: B12318. Bibcode:2011JGRB..11612318T. doi:10.1029/2011jb008497. Retrieved 11 December 2011.

Wells D.L., Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1994, 84, p. 974– 1002.