



École doctorale ED 260

Thèse de Doctorat de l'Université des Antilles et de la Guyane

Présentée par :

Lyvane De Min

pour obtenir le titre de :

Docteur en Sciences

Spécialité : Géosciences Marines

Sismo-stratigraphie multi-échelles d'un bassin avant-arc :

Le Bassin de Marie-Galante, Petites Antilles

Thèse dirigée par **Auran Randrianasolo** et **Jean-Jacques Cornée**

Préparée à l'UAG

au Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies

Géologie Marine à Pointe-à-Pitre

Soutenance prévue le **2 Décembre 2014** devant le Jury :

Jean-Marc Lardeaux	Pr à l'Université Nice, Géoazur	Rapporteur
Serge Lallemand	DR au CNRS , Géosciences Montpellier	Rapporteur
Isabelle Thinon	Ingénieur de recherche au BRGM	Examineur
Mireille Laigle	CR au CNRS, Géoazur	Examineur
Nathalie Feuillet	Phys. Adj. à l'Institut de Physique du Globe de Paris	Examineur
Philippe Münch	Pr à l'Université Montpellier II, Géosciences Montpellier	Examineur
Jean-Jacques Cornée	CR CNRS, Géosciences Montpellier	Co-Directeur
Auran Randrianasolo	Pr Émérite à l'Université Antilles Guyane	Directeur
Jean-Frédéric Lebrun	Pr à l'Université Antilles Guyane	Invité

À ma Mère, à Mon Père

À ma mer, à mes pairs.

*How many years can a mountain exist
Before it's washed to the sea?
Yes, 'n' how many years can some people exist
Before they're allowed to be free?
Yes, 'n' how many times can a man turn his head,
Pretending he just doesn't see?
The answer, my friend, is blowin' in the wind,
The answer is blowin' in the wind.*

R. Zimmerman, 1962.

Remerciements

Je tiens à remercier l'ensemble des membres du jury d'avoir bien voulu évaluer ce travail. En particulier **Serge Lallemand** et le Professeur **Jean-Marc Lardeaux** qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce manuscrit.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse **Auran Randrianasolo** et **Jean-Jacques Cornée**.

Auran Randrianasolo a été d'un très grand soutien. Merci Auran pour ta sagesse qui a humanisé ces longues années d'acharnement. Je ne te remercierais jamais assez.

Jean-Jacques Cornée m'a donné toute sa confiance, m'a accueillie au sein de l'équipe BASSINS pendant plusieurs mois, m'a appris avec enthousiasme les clés du métier de chercheur et s'est toujours débrouillé pour que je dispose de conditions de travail optimales.

Merci à mes encadrants **Jean-Frédéric Lebrun** et **Philippe Münch**. Ils m'ont fait partager leurs savoir-faire et appris le métier. Grâce à eux, j'ai bénéficié d'illustres collaborations dans divers domaines. Ils m'ont transmis précision, rigueur, ambition et virus de la mer.

Je souhaite remercier **Jean-Len Léticée**, celui sans qui je n'aurais jamais touché à la Géologie. Merci d'avoir eu confiance en moi depuis mes débuts, de m'avoir transmis la « carbonatitudo » et le goût du terrain depuis la Licence. Merci Pagaricia !

Merci à tous les collaborateurs et l'équipe KASHALLOW, particulièrement **Frédéric Quillévé** et **Mihaela Melinte-Dobrinescu** pour les déterminations biostratigraphiques. **Isabelle Thinon** et **Lydie Gailler** pour les conseils, nos échanges et les cailloux Arcante1 du BRGM.

Mireille Laigle et **Christine Deplus** d'avoir mis à ma disposition les données de sismique réflexion acquises lors des campagnes AGUADOMAR et SISMANTILLES1. **Ammy Mahamat**, ami de galère, merci d'avoir donné un visage au fond du bassin.

Merci à **Boris Marcaillou** pour ses conseils plus que précieux et de m'avoir permis de participer à la campagne ANTITHESIS alors que j'aurais dû faire l'ermite pour rédiger mon manuscrit.

Arnauld Heuret et **Marianne Conin**, pour nos discussions scientifiques ainsi que vos encouragements.

François Michaud, **Jean-Yves Collot** et **Jean-Noël Proust** pour la mise en pratique de mon savoir-faire en matière de traitement de la sismique rapide lors de la campagne ATACAMES sur la marge Equateur.

Merci au département de Géologie Marine de l'UAG et au laboratoire de Géoscience Montpellier de m'avoir accueillie dans leurs locaux et m'avoir permis de jongler entre les deux sites à ma guise.

Fabienne Zami pour les jolies cartes, son aide, mais surtout nos commérages et nos fous-rires qui ont su détendre l'atmosphère.

Merci à mes amies Didine, Sab' et Coco. Merci à ma famille et mon compagnon, je vous exprime ma plus grande gratitude. Merci de m'avoir soutenue et ...subie !

REMERCIEMENTS	3
AVANT-PROPOS	15
CADRE DE LA THÈSE ET FINANCEMENT.....	15
INTÉRÊT RÉGIONAL DE LA THÈSE.....	17
MOTS-CLÉS/KEYWORDS	18
INTRODUCTION GÉNÉRALE	19
THÉMATIQUE.....	19
PROBLÉMATIQUES, OBJECTIFS ET MÉTHODES	21
ORGANISATION DU MANUSCRIT	24
PARTIE I : GÉNÉRALITÉS	26
CHAPITRE I	27
SUBDUCTION, BASSIN AVANT-ARC ET SÉDIMENTATION DE MARGE ACTIVE	27
I.1. LA SUBDUCTION.....	28
I.1.1. Les zones de subduction.....	28
I.1.1.1. Les types de subduction.....	29
I.1.1.2. Les forces en place dans les zones de subduction.....	29
I.1.1.3. Classification des zones de subduction océanique	33
I.1.2. La subduction d'aspérités	37
I.1.2.1. Natures et structures des aspérités	37
I.1.2.2. Effets de la subduction d'un relief sur la déformation de la marge	39
I.1.3. Conclusion	41
I.2. LES BASSINS D'AVANT-ARC.....	42
I.2.1. Morphologie des bassins d'avant-arcs	42
I.2.2. Flux sédimentaires dans les bassins avant-arcs	45
I.2.3. Les types de sédimentation	45
I.2.3.1. Environnement de Plates-formes	46
I.2.3.2. Environnement de Bassin : Les systèmes turbiditiques.....	47
CHAPITRE II	51
LA ZONE DES PETITES-ANTILLES	51
II.1. LA SUBDUCTION DES PETITES ANTILLES	52
II.1.1. Modèle tectonique Actuel de l'arc et de l'avant-arc	59
II.1.1.1. Structure profonde de l'arc et de l'avant-arc : modèles	
gravimétrique et magnétique.	61
II.1.2. La plaque chevauchante : La plaque Caraïbe	62
II.1.2.1. Évolution de la plaque Caraïbe : modèle "Pacifique".	63
II.1.3. La plaque plongeante : Les plaques Nord et Sud Amérique	
(NAM/SAM)	67
II.1.3.1. Âges et sédimentation	67
II.1.3.2. Rides océaniques : Barracuda et Tiburon.....	68
II.2. LA GÉOLOGIE DE L'AVANT-ARC DES PETITES ANTILLES.....	73
II.2.1. Origine des sédiments	73
II.2.2. Les zones émergées de l'avant-arc	74
II.2.2.1. Les îles du Nord	74
II.2.3. La géologie de l'archipel guadeloupéen	75
II.2.4. Le Bassin de Marie-Galante (ou BMG).....	80
II.2.4.1. Travaux préexistants en mer.....	81

PARTIE II : DONNÉES, TRAITEMENTS ET MÉTHODES	85
CHAPITRE III	86
DONNÉES, TRAITEMENTS ET MÉTHODES	86
III.1. DONNÉES ET TRAITEMENTS	86
III.1.1. Généralités	86
III.1.2. Les données géophysiques	87
III.1.2.1. Données bathymétriques	87
III.1.2.2. Données de sismique marine multitraces	94
III.1.3. Les données géologiques	108
III.1.3.1. Échantillonnage géologique	108
III.1.3.2. Datations des formations	111
III.1.3.3. Analyse des échantillons	111
III.2. MÉTHODES : INTERPRÉTATIONS MORPHO-STRUCTURALE ET SISMO-STRATIGRAPHIQUE	112
III.2.1. Analyse morpho-structurale	112
III.2.2. L'interprétation sismo-stratigraphique	113
III.2.2.1. Faciès sédimentaires, faciès sismiques et unités sismiques	114
III.2.3. Stratigraphie séquentielle	116
PARTIE III : RÉSULTATS	118
CHAPITRE IV	119
ORGANISATION DU BASSIN AVANT-ARC DE MARIE-GALANTE, AVANT-ARC DES PETITES ANTILLES	119
IV.1. INTRODUCTION	119
IV.2. LES DIFFÉRENTS SOUS-BASSINS	121
IV.2.1. Le Sous-Bassin Kubuli (SBK)	121
IV.2.2. Le Sous-Bassin Flandre (SBF)	121
IV.2.3. Le Sous-Bassin Petite-Terre (SBPT)	121
IV.2.4. Le Sous-Bassin Arawak (SBA)	121
IV.2.5. L'Éperon Karukéra (EK)	122
IV.3. ORGANISATION DES AXES DE DRAINAGE QUATERNAIRES	125
Les canyons	125
IV.4. ORGANISATION MORPHO-STRUCTURALE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE	130
IV.4.1. Les directions préférentielles	133
IV.4.1.1. La direction N120-140°E	133
IV.4.1.2. La direction N30-N50°E	133
IV.4.1.3. La direction N150-N180°E	133
IV.4.1.4. La direction N90°E	134
IV.4.2. Organisation structurale du Bassin de Marie-Galante	134
IV.4.2.1. Structures tectoniques héritées	134
IV.4.2.2. Structures tectoniques néoformées	135
IV.5. CONTRÔLE DES AXES DE DRAINAGE PAR LA TECTONIQUE	138
IV.6. CONTRÔLE STRUCTURAL DES SOUS-BASSINS PAR LA TECTONIQUE	141
IV.7. ORGANISATION SISMO-STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE	144
IV.7.1. Les faciès sismiques	144
IV.7.2. Le substratum	149
IV.7.3. Sismo-stratigraphie : Les grands ensembles sédimentaires	151
IV.7.3.1. L'ensemble -1(E-1)	154
IV.7.3.2. L'ensemble 1 (E1)	155
IV.7.3.3. L'ensemble 2 (E2)	159

IV.7.3.4. L'ensemble 3 (E3)	161
IV.7.3.5. L'ensemble 4 (E4)	164
IV.7.4. Calage chronostratigraphique des unités sismiques	168
IV.8. CONCLUSION.....	170
CHAPITRE V	172
TECTONIC AND SEDIMENTARY ARCHITECTURE OF THE KARUKÉRA SPUR: A RECORD OF THE LESSER ANTILLES FOREARC VERTICAL MOTIONS SINCE THE NEOGENE.	172
ABSTRACT.....	174
1. INTRODUCTION.....	175
2. GEODYNAMICAL AND GEOLOGICAL SETTING	176
3. DATA AND METHODS	178
3.a Geophysical data and processing	178
3.b. Rock Sampling and biostratigraphy	179
3.c. Seismic interpretation methods.....	179
4. RESULTS	180
4.a. Karukéra spur morphology and structural organisation	180
4.b. Architecture of the Karukéra spur platform	181
The magmatic basement	182
Seismic Unit 1 (U _{S1})	183
Seismic Unit 2 (U _{S2})	183
Seismic Unit 3 (U _{S3})	185
Seismic Unit 4 (U _{S4})	187
Seismic Unit 5 (U _{S5}).....	189
Seismic Unit 6 (U _{S6}).....	189
Seismic Units 6 and 7(Flandre Bank).....	189
4.3 Tectonic analysis of the Karukéra spur	190
5. DISCUSSION.....	192
5.a. Depositional environments and sequence stratigraphy	192
Sequence 1 (Units U _{S1} , U _{S2})	192
Sequence 2 (Unit U _{S3})	193
Sequence 3 (Units U _{S4} , U _{S5} , U _{S6}).....	194
Sequence 4 (Unit U _{S7})	194
5. b. Neogene -Quaternary tectonics and sedimentary evolution of the Karukéra spur.....	194
Early Miocene and earlier	195
Late Miocene	195
Early Pliocene	196
Late Pliocene-Present	197
6. CONCLUSION	198
CHAPITRE VI	224
ÉVOLUTION TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE	224
VI.1. ORGANISATION SÉQUENTIELLE	225
VI.1.1. Séquence -1	226
VI.1.2. Séquence 1 _{EK/SBA/SBK}	226
VI.1.3. Séquence 2 _{EK} et 3 _{EK}	227
VI.1.4. Séquences 2 _{SBK/SBA} et 4 _{SBK/SBA}	227
VI.1.5. Séquence 3 _{SBK/SBA}	228
VI.1.6. Séquences 5 _{SBK/SBA} et 6 _{SBK/SBA}	228
VI.1.7. Séquence 7 _{SBK/SBA}	229

VI.1.8. Séquences 8 _{SBK/SBA}	230
VI.1.9. Séquence 9 _{SBK/SBA}	230
Conclusion	232
VI.2. ÉVOLUTION TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE	234
VI.2.2. Oligo-Miocène inférieur	235
VI.2.2 Miocène Moyen –Miocène Supérieur	236
VI.2.3. Miocène Supérieur.....	237
VI.2.4. Pliocène Inférieur	238
VI.2.6. Pliocène Supérieur à l'Actuel	239
PARTIE IV : DISCUSSION ET CONCLUSION	243
CHAPITRE VII DISCUSSION	244
VII.1. LA TECTONIQUE DE LA PLAQUE SUPÉRIEURE	245
VII.1.1. La première phase d'extension Éocène supérieure à Oligo-Miocène inférieur 245	
VII.1.2. La deuxième phase d'extension Oligo-Miocène inférieur au Miocène supérieur 247	
VII.1.3. La troisième phase d'extension du Pliocène inférieur à l'Actuel . 251	
VII.2. MOUVEMENTS VERTICAUX ET ÉVOLUTION HYSOMÉTRIQUE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE 254	
VII.2.1 Mouvements verticaux	256
VII.2.2. Évolution hypsométrique	257
VII.2.3. Quantifications des mouvements verticaux	258
VII.3. RÉGIME TECTONIQUE DE LA MARGE DES PETITES ANTILLES	264
VII.3.1. Rupture de slab aux Antilles ?	264
VII.3.2. Origine de la subsidence aux Antilles.....	265
VII.3.3. De l'érosion basale aux Petites Antilles ?	266
VII.3.4. Rôle des rides de Barracuda, Tiburon et Ste Lucie ?.....	267
VII.3.5. Rôle des reliefs de plus petite échelle (horsts et grabens) de la lithosphère Atlantique ?.....	273
VII.4. BILAN : RÉGIME TECTONIQUE DE LA MARGE ANTILLAISE	274
CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	277
VIII.1. CONCLUSIONS GÉNÉRALES	277
VIII.2. PERSPECTIVES	279
BIBLIOGRAPHIE	281
PARTIE V : ANNEXES	300
ANNEXES 1 : PROFILS RETRAITÉS ET PARAMÈTRES UTILISÉS	301
ANNEXES 2 : ÉCHANTILLONS DU BASSIN DE MARIE-GALANTE.....	302
Zone 1 – Nord du plateau axial de l'Éperon Karukéra	303
Zone 2 – Centre du plateau axial de l'Éperon Karukéra	311
Zone 3 – Sud du plateau axial de l'Éperon Karukéra	319
Zone 4 – Vallée de Marie- Galante : Marges Sud Grande-Terre et Nord Marie-Galante.....	330
PLANCHES MICROFACIÈS	355

TABLE DES FIGURES

FIGURE I.1 BILAN DES FORCES DANS LA SUBDUCTION. D'APRÈS LALLEMAND (1999)	31
FIGURE I.2 BILAN DES FORCES À L'INTERFACE DE SUBDUCTION DANS LE CAS D'UNE SUBDUCTION OBLIQUE. DÉCOMPOSITION VECTORIELLE DES DIFFÉRENTES FORCES. D'APRÈS LALLEMAND (1999) ET CHEMENDA ET AL. (2000). VC EST LA CONVERGENCE OBLIQUE. FF EST LA FORCE DE FRICTION INTERPLAQUE PAR UNITÉ DE LONGUEUR, ELLE SE DÉCOMPOSE EN FFT (LE LONG DE LA FOSSE, $FFT = FFSIN\alpha$) ; EN FFH, (LA COMPOSANTE HORIZONTALE NORMALE À LA FOSSE, $FFH = FFCOS\alpha COS\beta$) ; ET EN FFV (COMPOSANTE VERTICALE, $FFV = FFCOS\alpha SIN\beta$). FC ET FE SONT LES FORCES AUX LIMITES (DE DÉPLACEMENT ET DE RÉSISTANCE), FSS EST LA FORCE DE RÉSISTANCE AU CISAILLEMENT LE LONG DE LA FAILLE DÉCROCHANTE ; FPH= $F(FSP)$ EST POSITIVE QUAND $PS > PA$ OU NÉGATIVE QUAND $PS = PA$)..	32
FIGURE I.3 DEUX RÉGIMES DE SUBDUCTION OCÉANIQUE D'APRÈS SHEMENDA ET AL., 1994 ET 2000. A : RÉGIME COMPRESSIF. B : RÉGIME EXTENSIF. LES RÉGIMES PROPOSÉS SONT EN RELATION AVEC LES VALEURS DE DENSITÉ DE LA LITHOSPHERE SUBDUITE ET CELLES DE L'ASTHÉNOPHÈRE. ΔG EST L'ANOMALIE GRAVIMÉTRIQUE À L'AIR LIBRE. P_N EST LA PRESSION INTERPLAQUE. F_P EST LA FORCE DE PRESSION NON HYDROSTATIQUE LIÉE À LA NON HYDROSTATIQUE PRESSION INTERPLAQUE $P_N - P_H$ (P_H ÉTANT LA PRESSION HYDROSTATIQUE). F_{PV} ET F_{PH} SONT LES COMPOSANTES VERTICALES ET HORIZONTALES DES FORCES : DE PLONGEMENT DU SLAB (F_{PL}) LIÉES AU CONTRASTE DE DENSITÉ POSITIF DE LA LITHOSPHERE ET L'ASTHÉNOPHÈRE ; H LA FORCE LIÉE À L'ÉPAISSEUR DE LA PLAQUE CHEVAUCHANTE.	33
FIGURE I.4 TYPE DE SUBDUCTION. UYEDA AND KANAMORI (1979) PROPOSENT UNE PREMIÈRE CLASSIFICATION DES ZONES DE SUBDUCTION. À GAUCHE : SUBDUCTION DE TYPE CHILI (RÉGIME COMPRESSIF). À DROITE : SUBDUCTION DE TYPE MARIANNE (UN RÉGIME EXTENSIF).	34
FIGURE I.5 RÉPARTITION MONDIALE DES ZONES DE SUBDUCTION D'APRÈS CLIFT AND VANUCCI (2004). SYNTHÈSE DE LA DISTRIBUTION DES ZONES EN ACCRÉTION ET EN ÉROSION. LES MARGES EN ACCRÉTION SONT REPRÉSENTÉES PAR LES PICTOGRAMMES NOIRS. LES MARGES EN ÉROSION SONT REPRÉSENTÉES PAR LES PICTOGRAMMES BLANCS.	35
FIGURE I.6 CAS DE SUBDUCTION EN ACCRÉTION : PROFIL DE SISMIQUE LOURDE AU SUD DE LA SUBDUCTION ANTILLAISE. L'INTERPRÉTATION DU PROFIL MONTRE UNE MARGE EN ACCRÉTION SÉDIMENTAIRE. LE PRISME D'ACCRÉTION DE LA BARBADE MONTRE UNE ACCRÉTION COMPLEXE HYPER PLISSÉE ET DÉFORMÉE PAR DES NIVEAUX CHEVAUCHANTS. SON ÉPAISSEUR MAXIMALE EST SUR CETTE SECTION D'ENVIRON 5 KILOMÈTRES. ON DISTINGUE UNE TRANSITION LATÉRALE ENTRE LES SÉDIMENTS DU PRISME EN GRIS AVEC LES SÉDIMENTS DÉFORMÉS DU BASSIN AVANT-ARC À L'OUEST DU PROFIL. D'APRÈS WESTBROOK ET AL., 1988.	36
FIGURE I.7 SCHÉMA SYNTHÉTIQUE MONTRANT LES DEUX TYPES DE MARGE ACTIVE. (A) MARGE EN ACCRÉTION ET (B) MARGE ÉROSIVE. UNE MARGE EN ACCRÉTION COMME AUX CASCADES SE CARACTÉRISE PAR UNE RÉGION AVANT-ARC QUI SE COMPOSE DE CHEVAUCHEMENT QUI DÉFORME LE CHENAL ET D'UN PRISME D'ACCRÉTION BIEN DÉVELOPPÉ. LES SÉDIMENTS OCÉANIQUE DÉVELOPPENT UN DIAPIRISME ET UN VOLCANISME DE BOUE À CAUSE DE LA MISE EN SURPRESSION DES SÉDIMENTS. DANS LE CAS D'UNE MARGE EN ÉROSION COMME AUX TONGA, LA MARGE EST MARQUÉE PAR UNE PENTE RAIDE VERS LA FOSSE. LES ROCHES SÉDIMENTAIRES SE CONCENTRENT DANS LE BASSIN D'AVANT-ARC OÙ ILS SONT ACTIVEMENT DÉFORMÉS MODIFIÉ D'APRÈS CLIFT AND VANNUCCHI (2004).	37
FIGURE I.8 SUBDUCTION DU MONT KASHIMA AU JAPON, D'APRÈS LALLEMAND AND LE PICHON (1987). LE PASSAGE DU MONT KASHIMA ENGENDRE UNE VARIATION DE PENTE DE LA MARGE À LA RECHERCHE D'UN PROFIL D'ÉQUILIBRE. L'ÉROSION DU FRONT DE LA MARGE SE TRADUIT PAR UN RETRAIT DE LA FOSSE ET LA RÉACTIVATION DES FAILLES QUI ACCOMMODENT LE PASSAGE DE L'ASPÉRITÉ.	40
FIGURE I.9 DIFFÉRENTS TYPES DE MORPHOLOGIES DE BASSINS D'AVANT-ARC. A GAUCHE : LES MORPHOLOGIES CARACTÉRISÉES PAR UN SOUS REMPLISSAGE (UNDERFILLED). A DROITE : LES BASSINS CARACTÉRISÉS PAR UN REMPLISSAGE TOTAL DE LA DÉPRESSION (OVERFILLED). EN POINTILLÉS : LE NIVEAU MARIN. TR = TRENCH (FOSSE) ; TSB = TRENCH-SLOPE BREAK (RUPTURE DE PENTE ET/OU BORDURE DE PLATEFORME). EXAGÉRATION VERTICALE NON PRÉCISÉE. MODIFIÉ D'APRÈS DICKINSON ET SEELY (1979) ET DICKINSON (1995).....	43
FIGURE I.10 MORPHOLOGIE DES RAMPES CARBONATÉES ET DE PLATE-FORME AU SENS STRICTE D'APRÈS TUCKER (1990), HANDFORD AND LOUCKS (1993) ET WRIGHT AND BURCHETTE (1996).	46
FIGURE I.11 SYNTHÈSE DES PARAMÈTRES PHYSIQUES ET ÉCOLOGIQUES CONTRÔLANT L'ÉDIFICATION DES PLATES-FORMES CARBONATÉES D'APRÈS POMAR (2001b).	47

- FIGURE II.1 CARTE DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES PETITES-ANTILLES. 1. RIDE D'AVES. 2. BASSIN DE GRENADE. 3. ARC DES PETITES-ANTILLES. 4. PRISME D'ACCRÉTION DE LA BARBADE. 5. FOSSE DE PORTO RICO. 6. RIDE DE BARRACUDA. 7. RIDE DE TIBURON. DEMI-FLÈCHE NOIRE : 8. ET 9. RESPECTIVEMENT FAILLE ORIENTALE ET SEPTENTRIONALE (SYSTÈME DÉCROCHANT SÉNESTRE) ET EL PILAR-CENTRAL RANGE FAULT ZONE (SYSTÈME DÉCROCHANT DEXTRE). PINDELL AND BARRETT (1990); HEUBECK AND MANN (1991), MANN ET AL. (1995) ET WEBER ET AL., 2001. LIGNE ROUGE : TRACÉ DE L'ARC VOLCANIQUE ACTUEL. LIGNE ROUGE POINTILLÉE : TRACÉ DE L'ARC EXTERNE INACTIF. FLÈCHES NOIRES VECTEURS DE LA DIRECTION DE LA SUBDUCTION POUR LES PLAQUES NORD ET SUD-AMÉRICAINES. LA BATHYMÉTRIE GLOBALE D'APRÈS SANDWELL AND SMITH (1997).53
- FIGURE II.2 CARTE BATHYMÉTRIQUE DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES PETITES-ANTILLES, MODIFIÉE D'APRÈS FEUILLET (2000) ET FEUILLET ET AL. (2002). CONTOUR BATHYMÉTRIQUE 500M D'APRÈS SANDWELL AND SMITH (1997). TAUX DE CONVERGENCE D'APRÈS DEMETS ET AL. (2000). LIGNE ROUGE CONTINUE : ARC INTERNE ACTIF. LIGNE ROUGE POINTILLÉE : ARC EXTERNE INACTIF EN POSITION D'AVANT-ARC. CONTOUR JAUNE : PLATES-FORMES CARBONATÉES PEU PROFONDES (BOUYASSE, 1988). EN VERT : LES ÎLES VOLCANIQUES DE L'ARC INTERNE ACTIF. LES LIGNES POINTILLÉES NOIRES REPRÉSENTENT LES RIDES TOPOGRAPHIQUES DES ZONES DE FRACTURES MÉDIO-ATLANTIQUES : RIDE DE BARRACUDA, RIDE DE TIBURON ET RIDE DE SAINTE-LUCIE D'APRÈS BOUYASSE AND WESTERCAMP (1990). L'ELLIPSE BLANCHE : ARCHIPEL DES ÎLES DE GUADELOUPE, BT : BASSE-TERRE, GT : GRANDE-TERRE, MG : MARIE-GALANTE, LD : LA DÉSIRADE ET LE HAUT-FOND EK : L'EPERON KARUKÉRA.55
- FIGURE II.3 ÉVOLUTION DU NORD DES PETITES-ANTILLES DEPUIS L'ÉOCÈNE (40MA). MODIFIÉ APRÈS BOUYASSE ET WESTERCAMP 1988. A. ARC EXTERNE (ANCIEN) EN ACTIVITÉ DU DÉBUT DE L'ÉOCÈNE AU MILIEU DE L'OLIGOCÈNE. LA RIDE D'AVES CORRESPOND À L'ARC RÉMANENT QUI S'EST SÉPARÉ DES PETITES-ANTILLES LORS DE L'OUVERTURE DU BASSIN ARRIÈRE-ARC DE GRENADE AU PALÉOCÈNE (BOUYASSE ET AL., 1988). B. AU MILIEU DE L'OLIGOCÈNE ARRIVE AU FRONT DE LA ZONE DE SUBDUCTION UNE ANOMALIE TOPOGRAPHIQUE COMPENSÉE CORRESPONDANT À UNE RIDE OCÉANIQUE, ARRIVE AU FRONT DE LA ZONE DE SUBDUCTION PRODUISANT UNE RUPTURE DU SLAB. C. COLLISION DE LA RIDE COMPENSÉE AVEC L'AVANT-ARC ENTRAÎNANT UNE SURRECTION DE TOUT L'AVANT-ARC. DÉTACHEMENT DANS L'ASTHÉNOPHÈRE DU SLAB ET INITIATION D'UN NOUVEAU SLAB. D. AU MIOCÈNE INFÉRIEUR (BURDIGALIEN), ON OBSERVE LA MISE EN PLACE D'UN NOUVEL ARC VOLCANIQUE, FORMANT L'ARC INTERNE (RÉCENT) APRÈS UN SAUT DE SUBDUCTION VERS L'OUEST DONT L'ORIGINE EST LIÉE AU CHANGEMENT DU PLAN DE BENIOFF. E. DE LA FIN DU NÉOGÈNE À L'ACTUEL, ON OBSERVE LA SUBDUCTION DE RIDE ASISMIQUE NON COMPENSÉE DE TYPE BARRACUDA ET TIBURON.57
- FIGURE II.4 SCHÉMA INTERPRÉTATIF DE L'HISTOIRE DE LA COLLISION D'UNE RIDE ASISMIQUE ET DE LA DÉFORMATION DU BUTOIR DE LA ZONE DE SUBDUCTION DES PETITES-ANTILLES À LA LATITUDE DE LA GUADELOUPE. EXTRAIT DE BANGS ET AL., 2003 ET CHRISTENSON ET AL., 2003. CES AUTEURS PROPOSENT QUE LE BUTOIR AVAIT ÉVOLUÉ AVEC LA COLLISION DE DEUX TYPES DE RIDES (COMPENSÉE ET NON COMPENSÉE), PRODUISANT UNE DÉFORMATION DES SÉDIMENTS À L'APLOMB DES RIDES. IL EN RÉSULTE UNE TRANSITION ENTRE LE PRISME D'ACCRÉTION (EN JAUNE) ET LES SÉDIMENTS DE L'AVANT-ARC (EN ORANGE). LA GÉOMÉTRIE DU BUTOIR CONDUIT LA SUBDUCTION DES SÉDIMENTS DU PRISME SOUS CELUI-CI.58
- FIGURE II.5 MODÈLE TECTONIQUE DES PETITES-ANTILLES D'APRÈS FEUILLET ET AL., 2002. CONTOUR BATHYMÉTRIQUE DE 500M DE SMITH AND SANDWELL (1997). L'ANALYSE STRUCTURALE DU PRISME EST BASÉE SUR L'ANALYSE MORPHO-STRUCTURALE DE LA BATHYMÉTRIE ET DE LA TOPOGRAPHIE. (A.) BASSIN DE MARIE-GALANTE : GRABEN D'ORIENTATION WNW-ESE MARQUANT LA FIN DU SYSTÈME EN QUEUE DE CHEVAL. LES FLÈCHES NOIRES LE LONG DU FRONT DU PRISME D'ACCRÉTION CORRESPONDENT AU MOUVEMENT RELATIF ENTRE NAM/CAR (DEMETS ET AL., 2000). LES FLÈCHES BLANCHES CORRESPONDENT AUX MOUVEMENTS RELATIFS ENTRE NAM/CAR ET SAM/CAR (WEBER ET AL., 2001). LES MOUVEMENTS RELATIFS GPS SONT MESURÉS À PARTIR DES ÎLES AVES ET SAINT CROIX (DEMETS ET AL., 2000). LES DIRECTIONS D'EXTENSION DÉDUITES DES GÉOMÉTRIES DES FAILLES SONT INDICUÉES PAR LES DOUBLES FLÈCHES NOIRES. LES DEMI-FLÈCHES NOIRES INDICUENT LES MOUVEMENTS DÉCROCHANTS DES FAILLES. FEUILLET ET AL., 2002 DISTINGUENT TROIS ZONES. ZONE (1) : GRIS CLAIR, ZONE EN CISAILLEMENT EXTENSIF SÉNESTRE. ZONE (2) : ZONE DE TRANSITION. ZONE (3) : EN GRIS FONCÉ, ZONE EN CONVERGENCE OBLIQUE DEXTRE. LES DEMI-FLÈCHES BLANCHES INDICUENT LES MOUVEMENTS SÉNESTRES ET DEXTRES LE LONG DE LA FOSSE. ...60

FIGURE II.6 SYNTHÈSE STRUCTURALE ET ANALYSE STRUCTURALE PROFONDE DE L'ARC ET DE L'AVANT-ARC D'APRÈS LES MODÈLES GRAVIMÉTRIQUE ET MAGNÉTIQUE D'APRÈS <i>GAILLER ET AL.</i> , 2013.	61
FIGURE II.7 COUPE DE SISMIQUE RÉFRACTION PERPENDICULAIRE À LA ZONE DE SUBDUCTION D'APRÈS <i>KOPP ET AL.</i> , (2011). A GAUCHE : ELLE RECOUPE D'EST EN OUEST, LE DOMAINE DU PRISME D'ACCRÉTION, L'AVANT-ARC AU NIVEAU DE L'ARCHIPEL GUADELOUPÉEN (ÉPERON KARUKÉRA, BASSIN DE MARIE-GALANTE, MARGE SUD MARIE-GALANTE), L'ARC ACTIF (AU SUD DU PLATEAUX DES SAINTES) ET LE BASSIN DE GRENADE. L'ANALYSE DES VITESSES DE PROPAGATION PERMET DE DIVISER LA CROÛTE EN TROIS COUCHES ET RÉVÈLE UNE ÉPAISSEUR DE PRÈS DE 25 KM À CETTE LATITUDE. A DROITE : LOCALISATION DE LA COUPE AU NIVEAU DE L'ARCHIPEL GUADELOUPÉEN.	62
FIGURE II.8 ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE SCHÉMATIQUE DE LA PLAQUE CARAÏBE SELON LES MODÈLES PACIFIQUE ET INTRA-AMÉRIQUE, MODIFIÉE D'APRÈS <i>VAN BENTHEM ET AL.</i> (2013). LES BULLES DE TEXTE CORRESPONDENT AUX ARGUMENTS GÉOLOGIQUES ET AUX INTERPRÉTATIONS DES PRÉCÉDENTS AUTEURS AYANT PERMIS LA SYNTHÈSE DE LA ZONE.	65
FIGURE II.9 RECONSTITUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE DES PETITES ANTILLES DU CRÉTACÉ À L'ACTUEL, MODIFIÉ D'APRÈS <i>PINDELL ET AL.</i> , 2010. LA POSITION DE LA DÉSIRADE DANS L'ARCHIPEL EST NOTÉE D'UN CERCLE ROUGE.	67
FIGURE II.10 CARTE DES ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES À L'AIR LIBRE (<i>SANDWELL AND SMITH</i> , 2009) ET LOCALISATION DES ZONES DE FRACTURES (FAILLES TRANSFORMANTES) DU DOMAINE ATLANTIQUE ENTRE LES PLAQUES NORD AMÉRIQUE (NAM), SUD AMÉRIQUE (SAM), AFRICAINE (AF). LES RIDES DE TIBURON (TR) ET BARRACUDA (BR) RÉACTIVÉES AU NÉOGÈNE. CAR : PLAQUE CARAÏBE. AR : RIDE D'AVES. LA : PETITES-ANTILLES, RT FOSSE ROYAL ET RP : RIDE DE RESEARCHER.	69
FIGURE II.11 LOCALISATION DU BUTOIR CRUSTAL (TRAIT VERT BORDURE NOIR) ET DES RIDES DE BARRACUDA ET TIBURON (MARRON) AU LARGE DE L'ARCHIPEL GUADELOUPÉEN. PLAN DE POSITION DE LA CAMPAGNE SISMANTILLES 2, D'APRÈS <i>LAIGLE ET AL.</i> , 2013. LES ELLIPSES EN POINTILLÉES BLEUES MONTRENT LES ZONES DE DÉFORMATION DU PRISME DANS L'AVANT-ARC EXTERNE.	71
FIGURE II.12 GÉOMÉTRIE DU PANNEAU PLONGEANT DE LA LITHOSPHERE OCÉANIQUE DES PLAQUES NORD ET SUD AMÉRIQUE SOUS L'ARC DES PETITES-ANTILLES (<i>WADGE ET SHEPHERD</i> , 1984) ET SOUS PORTO RICO (<i>MCCANN AND SYKES</i> , 1984) D'APRÈS L'ÉTUDE DU PLAN DE BENIOFF. LES TRAITS BRUNS CORRESPONDENT À DES ISO-PROFONDEURS TOUTES LES 20 KM. LES ELLIPSES CORRESPONDENT À DES ZONES DE GAP SISMIQUE. EN BLEU : LES ILES DE L'ARCHIPEL DES PETITES ANTILLES.	73
FIGURE II.13 LOCALISATION DES SÉISMES INTRA-PLAQUES ET DE SUBDUCTION (ÉTOILES) D'APRÈS <i>FEUILLET ET AL.</i> (2011).	72
FIGURE II.14 SCHÉMA SÉQUENTIEL DE LA PLATE-FORME CARBONATÉE DE GRANDE-TERRE DE GUADELOUPE ET CALAGE STRATIGRAPHIQUE D'APRÈS <i>CORNÉE ET AL.</i> , (2012). LES DIFFÉRENTES FORMATIONS, LEURS FACIÈS ET LES SURFACES SONT MODIFIÉS D'APRÈS <i>LÉTICÉE ET AL.</i> , (2005); <i>LÉTICÉE</i> , (2008). LES SÉQUENCES EUSTATIQUES SONT DÉFINIES AVEC <i>HAQ ET AL.</i> (1988).	76
FIGURE II.15 MOUVEMENTS VERTICAUX DU MIOCÈNE INFÉRIEUR À L'HOLOCÈNE DE L'ÉPERON KARUKÉRA D'APRÈS LES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS DE 5 ÉCHANTILLONS DRAGUÉS. LES SIGNES + CARACTÉRISENT LES SURRECTIONS AVEC LES FACIÈS PARA-RÉCIFAUX ET LES SIGNES - LES PHASES DE SUBSIDENCE AVEC LES FACIÈS PÉLAGIQUES. D'APRÈS <i>ANDREIEFF ET AL.</i> , 1979.	82
FIGURE II.16 MODÈLE TECTONIQUE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE D'APRÈS <i>FEUILLET ET AL.</i> , 2002. CARTE STRUCTURALE SYNTHÉTIQUE DE L'ORGANISATION DU GRABEN DE MARIE-GALANTE, MONTRANT LA DIRECTION D'EXTENSION NS DANS LE GRABEN AINSI QUE LE PENDAGE DES BLOCS LE LONG DES ACCIDENTS MAJEURS.	83
FIGURE III.1 CHAÎNE DE TRAITEMENT DE LA BATHYMÉTRIE. EN VERT : TRAITEMENT AU COURS DES CAMPAGNES À LA MER. ENCADRÉ ROUGE : MA CONTRIBUTION À LA RÉALISATION DU MNT À 25M DU BASSIN DE MARIE-GALANTE EN LABORATOIRE.	90
FIGURE III.2 MNT À 25 M DU BASSIN DE MARIE-GALANTE. LES COURBES DE NIVEAUX ONT ÉTÉ ACCESSOIREMENT MASQUÉES POUR NE PAS ALOURDIR LA CARTE ET VISUALISÉ LE DEGRÉ DE DÉTAILLE. A : TERRASSES SOUS-MARINES ET FAISCEAUX DE FAILLES DE LA MARGE SUD GRANDE-TERRE. B : PETITES FAILLES ANASTOMOSÉES DU GRABEN CENTRAL DE L'ÉPERON KARUKÉRA. C : BLOCS MÉTRIQUES À DISTRIBUTION ÉPARSE ET RIDES DE COURANTS AU SUD DE MARIE-GALANTE.	93
FIGURE III.3 EXEMPLE DE COUVERTURE MULTIPLE COUVERTURE 6. SOURCE ET RÉCEPTEURS SONT DÉPLACÉS À CHAQUE TIR. À PARTIR DU CDP 6 LA COUVERTURE 6 EST ASSURÉE ET L'ENSEMBLE DES CDP SUIVANT AURAIENT LA MÊME COUVERTURE SI LE PROFIL SE PROLONGEAIT AU-DELÀ DU TIR 6 D'APRÈS (<i>LEBRUN ET AL.</i> 2009).	96
FIGURE III.4 ANALYSE DU SPECTRE FRÉQUENTIEL DE LA LIGNE K09_016, TIR N°300.	98

FIGURE III.5 TEST DU "TUEUR" DE TRACE KILL72 SUR LA LIGNE K09_017. LES PARAMÈTRES DE DÉTECTIONS DES TRACES BRUITÉES (PD) VARIENT DE 100 À 400 POUR LA SECTION PROPOSÉE.....	100
FIGURE III.6 ANALYSE DE VITESSE DU PROFIL K09_011. LES FORTES AMPLITUDES AU CENTRE DES SEMBLANCES (BLANC) CORRESPONDENT AUX VITESSES LES PLUS PROBANTES À LA CORRECTION DYNAMIQUE OU DE NORMAL « MOVE OUT ».	102
FIGURE III.7 LOI DE VITESSE SUR UNE COLLECTION DE CDP (OU « CONSTANT VELOCITY ANALYSE »). EFFET DE CES CORRECTIONS NMO SELON DIFFÉRENTES VITESSE SUR UN ENSEMBLE DE TRACES SISMQUES TRIÉES EN CDP. ON CONSTATE QUE LES VITESSES POINTÉES SONT VALIDÉES POUR UN RÉFLECTEUR DONNÉ QUAND LA COURBURE DES RÉFLEXIONS DE L'ENSEMBLE DES CDP D'UNE TRACE PRÉSENTE UN TRACÉ HORIZONTAL (CADRE ROUGE). UNE FOIS ÉTABLIE, LA LOI DE VITESSE (VARIABLE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR) EST APPLIQUÉE À L'ENSEMBLE DU PROFIL. A. SANS CORRECTION, DE B. À D. VITESSE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR, E. CORRECTION DE NORMAL MOVE OUT ÉTABLIE SELON LA LOI ÉTABLIE.	102
FIGURE III.8 VISUALISATION DE LA LOI DE VITESSE NMO ÉTABLIE POUR LE PROFIL K09_33. LA REPRÉSENTATION GRAPHIQUE DU POINTÉ DE VITESSE EN SURIMPRESSION DE LA LIGNE SISMQUE ASSOCIÉE PERMET DE S'ASSURER DE LA BONNE COHÉRENCE LATÉRALE DE LA LOI DE VITESSE ÉTABLIE.	103
FIGURE III.9 COUVERTURE SISMQUE MULTI-ÉCHELLE DU BMG. A. COUVERTURE SISMQUE BASSE RÉOLUTION SISMANTILLE1 (HIRN, 2001), 6 SECONDS TEMPS DOUBLES (S TD) DE PÉNÉTRATION. B. COUVERTURE SISMQUE RÉFLEXION AGUADOMAR (MOYENNE RÉOLUTION) (DEPLUS, 1999) PÉNÉTRATION DE 2S À 4.5S TD. C. COUVERTURE SISMQUE RÉFLEXION HAUTE RÉOLUTION (HR) KASHALLOW 2, PÉNÉTRATION DE 1S À 3.5S TD. D. COUVERTURE SISMQUE RÉFLEXION HAUTE RÉOLUTION (HR) KASHALLOW1 PÉNÉTRATION DE 0.02 À 0.5 S TD.	106
FIGURE III.10 DENSITÉ DE POINTS DE CROISEMENT. PERMET UNE ARCHITECTURE EN 3 DIMENSIONS ET MULTI-ÉCHELLE DU BMG. DE LA PLUS HAUTE À LA PLUS BASSE RÉOLUTION ; EN BLEU : KASHALLOW1 ; EN ROUGE : KASHALLOW2 ; EN JAUNE : AGUADOMAR ET EN NOIR : SISMANTILLES1.	107
FIGURE III.11 LOCALISATION DES PRÉLÈVEMENTS SUR LES FORMATIONS AFFLEURANTES RECONNUES EN SISMQUE RÉFLEXION. LES PRÉLÈVEMENTS KS35 ET KS36 SONT LOCALISÉS SUR LE PROFIL K09-022 AU NIVEAU DE LA BORDURE OUEST DE L'ÉPERON KARUKÉRA.	108
FIGURE III.12 PHOTOGRAPHIES DES PLONGÉES ROV. ESCARPMENT DE LA BARRE DE L'ÎLE NORD-EST DE MARIE-GALANTE. LES PHOTOGRAPHIES MONTRENT DES AFFLEUREMENTS DE BANCS CALCAIRES BIEN STRATIFIÉS À PRÈS DE 500 M DE PROFONDEUR OÙ ONT ÉTÉ PRÉLEVÉS LES ÉCHANTILLONS BMG. (FIGURE III.13)	109
FIGURE III.13 CARTE DE LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS. LES ENCADRÉS ROUGE CORRESPONDENT AUX ZONES DE PRÉLÈVEMENTS ; 1ET 1' : NORD EPERON KARUKÉRA ; 2 : CENTRE EPERON KARUKÉRA ; 3 : SUD EPERON KARUKÉRA ; 4 : VALLÉE DE MARIE-GALANTE ET 5 : BASSIN SUD GRANDE-TERRE. ÉTOILES NOIRES : CAROTTES (KS) ET ROCHES (CR) KASHALLOW2. ÉTOILES BLEUES : ÉCHANTILLONS ARCANTE1 (BRGM) RÉUTILISÉS. RECTANGLE ROUGES : ÉCHANTILLONS ROV KASHALLOW0. 1 À 5 : MNT SISMER + IGN À TERRE À 25M UTM20 – RÉFÉRENCE GÉODÉSIQUE. PROJECTION WGS84.	110
FIGURE III.14 PROFIL K09-35. EN HAUT : PROFIL AVEC AGC. EN BAS PROFIL SANS AGC. PERMET DEUX TYPES DE VISUALISATION D'UNE MÊME SECTION.	113
FIGURE III.15 CARACTÉRISTIQUES DES RÉFLECTEURS SISMQUES. À GAUCHE : LA GÉOMÉTRIE DES TERMINAISONS SISMQUES PERMETTENT DE CARACTÉRISER LES LIMITES DES SÉQUENCES (SURFACES BOUNDARIES). AU MILIEU : LES CARACTÉRISTIQUES DES FACIÈS SISMQUES D'APRÈS MITCHUM ET AL., (1977). LES DIFFÉRENTS MOTIFS CONFIGURATIONS CORRESPONDENT À DES MILIEUX VARIÉS EN TERMES D'ÉNERGIE, TAUX DE SUBSIDENCE ET TRANCHE D'EAU. LES CLINOFORMES SIGMOÏDES MONTRENT DES ANGLES GÉNÉRALEMENT FAIBLES (<1°) ALORS QUE LES OBLIQUES ATTEIGNENT 10°. LES CONFIGURATIONS PARALLÈLES OBLIQUES TRADUISENT L'INFLUENCE DES VAGUES, DES COURANTS ET DU TRANSIT DES SÉDIMENTS DANS DES TRANCHES D'EAU FAIBLES. LES CONFIGURATIONS SIGMOÏDES CORRESPONDENT À DES ENSEMBLES PLUS DÉVELOPPÉS LORS DE MONTÉE OU DE CHUTE RELATIVE DU NIVEAU MARIN. À DROITE : TRADITIONNELLEMENT, ON CONSIDÈRE QUE DE PAR LEUR ASPECT MASSIF, LES RÉCIFS CONDUISENT À DES FACIÈS SOURDS OU À UNE ABSENCE DE RÉFLEXION. BUBB AND HATLELID (1978) PROPOSENT LES CARACTÉRISTIQUES SISMQUES DES CONSTRUCTIONS CARBONATÉES RÉCIFALES. LES RÉCIFS SONT CARACTÉRISÉS PAR DES STRUCTURES LENTICULAIRES DE	

TAILLE VARIABLES DÉCAMÉTRIQUE À KILOMÉTRIQUE À STRATIFICATIONS INTERNES OU PAS DONT LE CONTRASTE EST ÉTABLI AVEC LES SÉDIMENTS ADJACENTS.	115
FIGURE III.16 LES DOWNLAPS DU CÔNE SOUS-MARIN INFÉRIEUR SONT INTERPRÉTÉS COMME LE DÉPÔT DU BAS NIVEAU MARIN (TYPE I, <i>MUTTI AND NORMARK</i> (1991)). LES COMPLEXES DE CHENAUX LEVÉS DU CÔNE SUPÉRIEUR SE SONT DÉPOSÉS PENDANT LA DURÉE DE LA REMONTÉE DU NIVEAU MARIN (TYPE II, <i>MUTTI AND NORMARK</i> (1991). EXTRAIT DE <i>KOLLA AND MACUDRA</i> (1988).	117
FIGURE IV.1 REPRÉSENTATION EN TROIS DIMENSIONS DU BASSIN AVANT-ARC DE MARIE-GALANTE.	120
FIGURE IV.2 CARTE DE VALEUR DE PENTE. MISE EN ÉVIDENCE DES ESCARPEMENTS MAJEURS ET DES AXES DE DRAINAGE. LES TIRETS NOIRS CORRESPONDENT AUX BORDURES DES PLATEAUX IMMERGÉS.	123
FIGURE IV.3 CARTE DE DIRECTION DE PENTE. MISE EN ÉVIDENCE DES PENTES MAJEURES ET DES AXES DE DRAINAGE. LES TIRETS NOIRS CORRESPONDENT AUX AXES DE DRAINAGE ACTUEL.....	124
FIGURE IV.4 VUE EN TROIS DIMENSIONS DU BASSIN DE MARIE-GALANTE SELON DEUX DIRECTIONS PRINCIPALES. A. VERS L'OUEST B. VERS L'EST. TRAIT ROUGE : ESCARPEMENT MAJEUR DE DÉSIRADE (~5000M).	128
FIGURE IV.5 ORGANISATION DES AXES DE DRAINAGE EN FONCTION DE LA MORPHOLOGIE DU BASSIN. LE SYSTÈME DE DRAINAGE CONTRIBUE À UN RÉSEAU DENSE D'ÉROSION SOUS-MARINE ACTIVE. LES ÉROSIONS OBSERVÉES EN SURFACES BATHYMÉTRIQUE SONT ASSOCIÉES À UNE SÉDIMENTATION « CHENAUX ET ÉVENTAILS SOUS-MARINS » DE BASSIN PROFOND ET AU DÉVELOPPEMENT DE CANYONS SUR LES PENTES.	129
FIGURE IV.6 SCHÉMA STRUCTURAL. A. ORGANISATION PAR ORDRE DE GRANDEUR. B. ORGANISATION PAR SYSTÈME DE FAILLES.	132
FIGURE IV.7 PROFIL K09-11. PROFIL HR KAShallow2, NE-SW RECOUPANT LE NORD DE L'ÉPERON KARUKÉRA ET LE SUD-EST DU PLATEAU SUD GRANDE-TERRE.	138
FIGURE IV.8 PROFIL K09-78-79. BORDURE OUEST DE L'ÉPERON KARUKÉRA ET SOUS-BASSIN ARAWAK.	139
FIGURE IV.9 PROFIL SISMANTILLES1 -DLT7B. MONTRE L'ARCHITECTURE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE SELON UNE COUPE ~E-W. EN HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. EN BAS PROFIL INTERPRÉTÉ.	149
FIGURE IV.10 PLANCHE A : FACIÈS SISMIQUES GÉNÉRAUX. LES FACIÈS SONT DÉCRITS EN FONCTION DE LA CONTINUITÉ, L'AMPLITUDE, LA FRÉQUENCE ET ORGANISATION DES RÉFLECTEURS.FIGURE IV.10 PLANCHE B : FACIÈS SISMIQUES ASSOCIÉS AUX CANYONS ET CÔNES SOUS-MARINS.	146
FIGURE IV.11 CARTE DE LOCALISATION DU SOCLE ACOUSTIQUE ASSOCIÉ AU SOCLE MÉTAMORPHIQUE DE LA DÉSIRADE. LES ZONES DÉLIMITÉES AVEC LES TIRETS BLANCS CORRESPONDENT À L'ÉPERON KARUKÉRA, 1 : SOUS-BASSIN FLANDRE, 2 : SOUS-BASSIN PETITE-TERRE, ET 3 : SOUS-BASSIN ARAWAK. LES DONNÉES NON VALIDES CORRESPONDENT À LA ZONE BLANCHÂTRE. LES COURBES D'ISOHYPSSES EN SECONDE TEMPS DOUBLE ONT ÉTÉ GÉNÉRÉES AVEC LE LOGICIEL KINGDOM SUITE.	150
FIGURE IV.12. CARTE TOIT DU SUBSTRATUM	150
FIGURE IV.13 CORRESPONDANCE ENTRE LES GRANDS ENSEMBLES DÉFINIS EN SISMIQUE BASSE RÉOLUTION ET LES UNITÉS SISMIQUES DÉFINIES EN MOYENNE ET HAUTE RÉOLUTION AINSI QUE LES SURFACES DE DISCONTINUITÉ QUI LES DÉLIMITENT.	152
FIGURE IV.14 PROFIL SISMANTILLES DLT6B. CONTACT ENTRE LE SUBSTRATUM DE L'ÉPERON ET LE SOUS-BASSIN ARAWAK. EN HAUT : NON PROFIL INTERPRÉTÉ. EN BAS PROFIL INTERPRÉTÉ.....	154
FIGURE IV.15 PROFIL K09-50-51-52. SECTION NW-SE DU SOUS-BASSIN ARAWAK À L'EST DU CANYON ARAWAK. HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. BAS : PROFIL INTERPRÉTÉ. FLÈCHES ROUGES : MOUVEMENT DE SURRECTION À L'APPROCHE DE LA VALLÉE DE MARIE-GALANTE. FLÈCHES BLEUES : MOUVEMENT DE SUBSIDENCE VERS LE SUD-EST. EXAGÉRATION VERTICALE : X5.....	157
FIGURE IV.16 PROFIL K09-59. SECTION NW-SE DU SOUS-BASSIN ARAWAK À L'OUEST DU CANYON ARAWAK. HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. BAS PROFIL INTERPRÉTÉ. FLÈCHES ROUGES : MOUVEMENT DE SURRECTION À L'APPROCHE DE LA VALLÉE DE MARIE-GALANTE. EXAGÉRATION VERTICALE : X5.	158
FIGURE IV.17 PROFIL AGUA121 .EN HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. EN BAS : PROFIL INTERPRÉTÉ. BORDURE SUD DU BASSIN DE MARIE-GALANTE. SYSTÈME DE BASSIN EN VASE COMMUNICANT VERS LE SUD-EST.....	161
FIGURE IV.18 PROFIL K09-09 D'ORIENTATION NORD-SUD. EN HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. EN BAS : PROFIL INTERPRÉTÉ ET CORRÉLÉ. BASCULEMENT VERS LE SUD D'E2 ET E3 VIA UNE FAILLE ORIENTÉE N90°E ET À VERGENCE NORD ASSOCIÉ À LA FAILLE DE LA BARRE DE L'ÎLE (SYSTÈME DE FAILLE DE MARIE-GALANTE).....	166

FIGURE IV.19 PROFIL AGUA116-34-119 ET K09-81. PROFIL NW-SE COMPOSITE À DEUX RÉOLUTIONS DU BASSIN DE MARIE-GALANTE. EN HAUT : PROFIL NON INTERPRÉTÉ. EN BAS : PROFIL INTERPRÉTÉ. CE PROFIL MONTRE LE CONTRÔLE DU SYSTÈME DE FAILLE $N160^{\circ}\pm 10^{\circ}E$ SUR L'ARCHITECTURE DU BASSIN ET SON BASCULEMENT PROGRESSIF VERS LA FOSSE.....	167
FIGURE V.1 GEODYNAMIC SETTING OF LESSER ANTILLES ARC. RED LINE: INNER ACTIVE VOLCANIC ARC (VOLCANIC CARIBBEES). RED DASHED LINE: UPPER PALEOGENE TO LOWER MIOCENE VOLCANIC ARC OVERLAIN BY CARBONATE PLATFORMS (OUTER ARC, LIMESTONE CARIBBEES IN YELLOW). BLACK LINE: BUOYANCY RIDGES. BLACK DASHED LINE: DEFORMATION OF THE ACCRETIONARY PRISM RELATED TO THE SUBDUCTED RIDGES. WHITE ARROWS : MOTION VECTORS NAM/CAR AND SAM/CAR FROM (DE METS ET AL., 2000) . BATHYMETRY FROM (SMITH AND SANDWELL, 1997). FIG.1.A. STUDIED AREA: GUADELOUPE ARCHIPELAGO. BATHYMETRY FROM KASHALLOW EXPERIMENT AND SISMER DATABASE. TOPOGRAPHY FROM IGN DATABASE.	199
FIGURE V.2 GEOPHYSICAL DATA AND CORE SAMPLES OF THE STUDY AREA. BLUE STARS : ARCANTE 1 DREDGING FORM ANDRIEUFF ET AL., 1979. PURPLE STARS : KASHALLOW 2 CORE SAMPLES FROM LEBRUN ET AL., 2009. BLACK LINE: KASHALLOW 2 HIGH RESOLUTION SEISMIC LINE. YELLOW LINE : AGUADOMAR SEISMIC LINE FROM DEPLUS ET AL., 1999. BOLD BLACK LINE: FIGURES IN THE TEXT. BATHYMETRY FROM KASHALLOW EXPERIMENT AND SISMER DATABASE.....	200
FIGURE V.3 SEISMIC FACIES BASED ON: A. MAIN REFLECTORS CHARACTERISTICS AS CONTINUITY, AMPLITUDE AND FREQUENCY. B. TYPE OF RELATIONSHIPS BETWEEN SEISMIC UNITS. C. SEISMIC FACIES BASED ON THREE SEISMIC SOURCES, F1 AND F2 WITH SPARKER SOURCE, F3 TO F12 WITH MINI-GI SOURCE, AND F14 AND F15 WITH AIR GUN SOURCE.	201
FIGURE V.4 A. MORPHOLOGY OF THE KARÉKURA SPUR. BATHYMETRY FROM KASHALLOW EXPERIMENT AND SISMER DATABASE. BLACK DOTTED LINE UNDERLINES DIVISIONS OF THE SPUR INTO FIVE REALMS: A NARROW WESTERN BORDER, AN AXIAL PLATEAU AND A WIDE EASTERN BORDER. THE AXIAL PLATEAU IS DIVIDED IN THREE MORPHOLOGIC REALMS BASED ON THE MAJOR SCARPS, NAP, CAP AND SAP (SEE TEXT). RED LINE CORRESPOND TO SHALLOW CARBONATE PLATFORM SUBMERGED OF FLANDRE BANK AND LA DÉSIRADE. B. SLOPE GRADIENT MAP AND STRUCTURAL ORGANISATION OF THE KARUKÉRA SPUR ACCORDING TO BATHYMETRIC DATABASE. BLACK LINES CORRESPONDS TO MAJOR FAULT SCARP RECOGNIZED ON BATHYMETRY AND SEISMIC DATA. BLUE DOTTED LINE CORRESPONDS TO CANYONS AXIS. STEREO PLOT ILLUSTRATE THE MAJOR FAULT SCARPS TENDINGS FOR NAP, CAP, SAP AND MARIE-GALANTE BASIN.	202
FIGURE V.5 SYNTHETIC CROSS SECTION OF THE KARUKÉRA SPUR BASE ON A SEISMIC-STRATIGRAPHY ANALYSIS. SEVEN SEISMIC UNITS (U_{S1} TO U_{S7}) AND SEVEN SURFACES (S_{FC0} TO S_{FC6}) WERE IDENTIFIED ON KARUKÉRA SPUR PLATFORM.	203
FIGURE V.6 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF LINES AGUADOMAR 27 AND AGUADOMAR 123 (LOCATION ON FIG. V.2). THESE LINES SHOW THE GLOBAL ORGANIZATION OF THE SPUR WITH THE SEISMIC FACIES OF THE BASEMENT.	204
FIGURE V.7 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LINE K09-012 TRANSVERSE TO THE NORTH AXIAL PLATEAU (NAP) AND FLANDRE BASIN (LOCATION ON FIG. V.2).	205
FIGURE V.8 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LINE K09-071 TRANSVERSE TO THE SAP (LOCATION ON FIG. V.2).	206
FIGURE V.9 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF LINE K09-022 TRANVERSE TO THE CAP (LOCATION ON FIG. V.2). ON THIS LINE, SAMPLES KS35 AND KS36 ARE LOCATED AT THE WESTERN BORDER OF THE SPUR.	207
FIGURE V.10 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LINE K09-015-016-035 FROM THE FLANDRE BASIN (RIGHT) TO THE SAP (LEFT) (LOCATION ON FIG. V.2).	208
FIGURE V.11 SEISMIC STRATIGRAPHY ANALYSIS OF THE LINE K09-056 THROUGH THE CAP AND THE SAP (LOCATION ON FIG. V.2).	209
FIGURE V.12 MICROFACIES OF THE CARBONATE CORE SAMPLES: A. KS35: BENTIC FORAMINIFER PACKSTONE; B. CR30: MOLLUSC-RED ALGAE-CORAL PACKSTONE TO GRAINTONE; C. KS41: GLOBIGERINID OOZE; D. KS38: MIOGYPSINID WACKESTONE. AMP: AMPHISTEGINID; GLO: GLOBIGERINID; COR: CORAL; RED ALG: RED ALGAE; ECH: ECHINOID; MIO: MIOGYPSINID; MIC: MICRITE.	210
FIGURE V.13: A. SEQUENCE STRATIGRAPHY INTERPRETATION OF THE SEDIMENTARY COVER OF THE KARUKÉRA SPUR. FOUR SEQUENCES, S1 TO S4, ARE IDENTIFIED, SEPARATED BY EROSIONAL SURFACES SB0, SB2, SB3 AND SB6.	211
FIGURE V.14: SKETCH OF THE KARUKÉRA SPUR EVOLUTION SINCE NEOGENE TO PRESENT.	212

FIGURE VI.1 SCHÉMA SÉQUENTIEL DU BASSIN DE MARIE-GALANTE	231
FIGURE VI.2 CARTES D'ÉPAISSEUR DES SÉQUENCES DE L'ÉPERON KARUKÉRA EN SECOND TEMPS DOUBLE. L'ÉCHELLE DE COULEUR EST INVERSÉE POUR RENDRE COMPTE DES ZONES BATHYMÉTRIQUEMENT PLUS ÉLEVÉES (ROUGE). L'ÎLE DE LA DÉSIRADE EST INDICUÉE AU NORD- OUEST DE L'ÉPERON A. ÉPAISSEUR DE LA SÉQUENCE 1 (Us1 ET Us2). B. ÉPAISSEUR DE LA SÉQUENCE 2 _{-EK} . (Us3 _{-EK}) C. ÉPAISSEUR DE LA SÉQUENCE 3 (Us4 _{-EK} À Us7). ELLIPSE : DÉPÔTS CENTRES PRINCIPAUX. TRAIT BLANC POINTILLÉ : LIMITE DE L'ÉPERON KARUKÉRA (EK) ET DU SOUS-BASSIN ARAWAK (SBA). TRAITS NOIRS POINTILLÉS GRAS : HAUT BATHYMÉTRIQUE ASSOCIÉ AU SOCLE. TRAITS NOIRS À BARBULES : FAILLES NORMALES. TRAITS ROUGES À BARBULES : FAILLES NORMALES RÉACTIVÉES. TRAITS GRIS GRAS À BARBULES : ESCARPEMENT DE DÉSIRADE. HACHURES BLANCHES : ZONE D'ÉROSION MAJEURE. SIGNE (+) : ZONE DE SURRECTION LOCALE. SIGNE (-) : ZONE DE SUBSIDENCE LOCALE.....	233
FIGURE VI.3 ÉVOLUTION TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE AU COURS DU NÉOGÈNE.....	242
FIGURE VII.1 A. FRACTURATION ET DÉFORMATION DE LA MARGE ANTILLAISE D'APRÈS LES MODÈLES GRAVIMÉTRIQUE ET MAGNÉTIQUE DE <i>GAILLER ET AL. (2013)</i> . B. : DÉPLACEMENT VERS L'EST DIACHRONIQUE DE LA PLAQUE CARAÏBE PAR RAPPORT AUX PLAQUES DU NORD ET D'AMÉRIQUE DU SUD AVEC DES LIGNES NOIRES NUMÉROTÉES REPRÉSENTANT LES EMPLACEMENTS PRÉSUMÉS DE BORDURE DE LA PLAQUE DES CARAÏBES EN FONCTION DU TEMPS. 1 /CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (~80 MA). 2/ PALÉOCÈNE MOYEN (~60 MA). 3/ÉOCÈNE MOYEN (~44 MA). 4/OLIGOCÈNE MOYEN (~30 MA). 5/ MIOCÈNE MOYEN (~14 MA). 6 /PLIOCÈNE (~5 MA). 7 /ACTUEL (MODIFIÉ D'APRÈS <i>ESCALONA AND MANN, 2011</i>).....	247
FIGURE VII.2 COUPE D'ORIENTATION WSW-ENE TRANSVERS AU BASSIN DE MARIE-GALANTE MONTRANT LA MISE EN PLACE D'UNE CHARNIÈRE DE DÉFORMATION LONG TERME AU NIVEAU DES ÎLES CALCAIRES.	249
FIGURE VII.3 MOUVEMENT VERTICAUX RÉGIONAUX IDENTIFIÉ AU NIVEAU DU BASSIN DE MARIE-GALANTE. (1) LIGNE ROUGE POINTILLÉE : CHARNIÈRE DU BASCULEMENT DE DÉSIRADE VERS LE SSE À L'ÉOCÈNE-OLIGOCÈNE ; (2) LIGNE ROUGE : CHARNIÈRE DU BASCULEMENT VERS LA FOSSE MIOCÈNE MOYEN AU NIVEAU DES ÎLES CALCAIRES ET DU SOUS-BASSIN KUBULI (CONTOUR JAUNE). TRIANGLE ROUGE : SURRECTION. TRIANGLE BLEU : SUBSIDENCE. IFA : AVANT-ARC INTERNE (INNER FORE-ARC) ; OFA : AVANT-ARC EXTERNE (OUTER FORE-ARC).	250
FIGURE VII.4 MODÈLE DE DÉFORMATION FLEXURALE GRANDE ÉCHELLE ET MISE EN PLACE DE FAILLE NORMALE SUR COURBURE DE PLIS (DE TYPE EXTRADOS) DANS LE DOMAINE AVANT-ARC. COUPE PROFONDEUR MODIFIÉE D'APRÈS <i>KOPP 2013</i> , AVANT ARC INTERNE ET EXTERNE DÉFINI D'APRÈS <i>EVAIN ET AL., 2011</i> , RIDE A ET B D'APRÈS <i>BANG ET AL., 2003</i>	253
FIGURE VII.5 CORRÉLATION TERRE-MER DES SÉQUENCES DE DÉPÔTS DU BASSIN ET RELATION AVEC LES ÉVÈNEMENTS GÉODYNAMIQUE MAJEURS DE LA MARGE ANTILLAISE. LES CYCLES EUSTATIQUES SELON <i>HAQ AND SCHUTTER, 2008</i> . LES SÉQUENCES STRATIGRAPHIQUES DE GRANDE-TERRE ET MARIE-GALANTE SONT D'APRÈS <i>CORNÉE ET AL. (2012)</i> ET DE LA DÉSIRADE SONT D'APRÈS <i>MÜNCH ET AL. (2013 ET 2014)</i>	255
FIGURE VII.6. A. CLASSIFICATION DES BASSINS AVANT-ARCS D'APRÈS <i>DICKINSON 1995</i> . B. ÉVOLUTION HYSOMÉTRIQUE DU BASSIN DE MARIE-GALANTE ENTRE LA FIN DU PALÉOCÈNE ET LE PLIOCÈNE SUPÉRIEUR.	259
FIGURE VII.7 RÉPARTITION DES FORMATIONS RÉCIFALES À PARARÉCIFALES (ORANGE) ET BASCULEMENTS DU BASSIN DE MARIE-GALANTE (TRIANGLES GRISÉS). TRAITS POINTILLÉS BLEU : AXES DES CHARNIÈRES DES PRINCIPAUX BASCULEMENTS ENREGISTRÉS PAR LE BASSIN. BASCULEMENTS : (1) BLOC DÉSIRADE-KARUKÉRA ; (2) MAJEUR DU BMG VERS LA FOSSE ET (3) TARDIF DE L'ÉPERON KARUKÉRA. LES SIGNES (+) CORRESPONDENT AUX ZONES LES PLUS ÉLEVÉE DE LA CHARNIÈRE. POINTS ROUGES : LOCALISATION DE LA SURFACES DE RÉFÉRENCE SCF _{3.5} À TRAVERS LE BASSIN À UNE PROFONDEUR DONNÉE.	263
FIGURE VII.8 RECONSTITUTION CINÉMATIQUE DE LA POSITION DES RIDES AU PLIO-QUATÉNAIRE. LÉGENDE (CF. FIGURE VII.9).....	271
FIGURE VII.9 RECONSTITUTION CINÉMATIQUE DE LA POSITION DES RIDES AU MIOCÈNE	272
FIGURE VII.10 PROFIL SISMANTILLES 2, DIP-LINE I, EXTRAIT DE <i>LAIGLE ET AL. 2013</i> . CETTE SECTION MONTRE LA ZONE DE DÉCOLLEMENT (D) ENTRE LE PRISME ET LE TOIT DE LA CROUTE OCÉANIQUE (TOC, EN BLEU) À LA LATITUDE DE LA RIDE DE BARRACUDA. LE TOC IRRÉGULIER EST RECOUPÉ DES GRABENS ET HORSTS PROBABLEMENT EN PARTIE RESPONSABLES DE L'ÉROSION DE LA MARGE.....	273
FIGURE VII.11 VARIATION SPATIALE NORD-SUD DE LA MARGE ANTILLAISE.....	276

Cadre de la thèse et financement

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une thèse co-encadrée par l'Université des Antilles et de la Guyane (UAG, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe FWI) et de l'Université Montpellier 2 (UM2, Montpellier, Languedoc Roussillon, France). Il a été dirigé par le Professeur Auran Randrianasolo (Laboratoire de Recherche en Géosciences et Énergies, groupe Géologie Marine de l'UAG) et Jean-Jacques Cornée (Géosciences Montpellier, Équipe Bassin de l'UM2), co-encadré par Jean-Frédéric Lebrun (UAG) et par Philippe Münch (UM2). Cette thèse a été financée à 85% par le Fond Social Européen, 10% par l'Université des Antilles et de la Guyane et 5% par la Région Guadeloupe.

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont bénéficié des programmes DYETI « Chantier Antilles » (INSU-CNRS) et KaShallow (INSU - INTERREGIIIB - FEDER Guadeloupe, OP-30700). Ces projets ont pour cadre la zone de convergence des plaques Nord et Sud Amérique avec la plaque Caraïbes le long de la zone de subduction des Petites Antilles. Ce contexte de subduction est à l'origine de processus complexes qui génèrent une forte déformation au sein de la plaque chevauchante (Plaque Caraïbes). De ce fait, il s'inscrit aussi dans les programmes « Aléas, Risques et Catastrophes Naturelles » du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM).

Au cours de mes travaux de thèse, j'ai participé à quatre campagnes océanographiques en domaine de marge active, trois dans la zone des Petites-Antilles : [BathySaintes en 2010 de l'IPGP (10 jours), KaShallow3 en 2011 de l'UAG (campagne côtières de 30 jours) et Antithesis2 en 2014 de l'UAG-IRD (12 jours)] et une sur la marge Equatorienne (Atacames en 2012 de GéoAzur-IRD, 35 jours). J'ai également eu une activité d'enseignement en Licence 1 et Licence 2 de 2010 à 2013 lors d'un service de vacation et deux monitorats (64h d'enseignement / an) à l'Université des Antilles et de la Guyane.

L'essentiel du travail présenté dans ce mémoire est basé sur :

- L'interprétation sismo-stratigraphique d'un large jeu de données de sismiques réflexions marines faisant appel à plusieurs campagnes océanographiques (Sismantille1, Aguadomar et KaShallow 1 et 2), donnant ainsi pour la première fois une approche multi-échelle de la zone d'étude.
- Le traitement et l'analyse de Modèles Numériques de Terrain haute résolution.
- L'analyse macroscopique et microscopique d'échantillons carottés.

Intérêt régional de la thèse

La zone d'étude concerne l'ensemble du Bassin de Marie-Galante qui s'étend, du Nord au Sud, entre la Guadeloupe et la Dominique, et d'Ouest en Est, de l'arc volcanique au prisme d'accrétion situé au large de la Désirade. Ce domaine inclut également les îles de Grande-Terre, Marie-Galante, La Désirade et Les Saintes, ainsi que leurs plates-formes immergées proches, où les levés géophysiques ont été réalisés lors des campagnes océanographiques KaShallow.

La problématique scientifique des travaux présentés est basée sur la caractérisation et la quantification des mouvements tectoniques du Bassin de Marie-Galante grâce à l'étude de l'enregistrement sédimentaire. Ces travaux revêtent un intérêt fondamental dans la compréhension des mécanismes de déformation et de la fracturation de la région de l'archipel guadeloupéen. Il s'agit donc de :

- Étudier de façon exhaustive avec une résolution jamais atteinte, les structures tectoniques du bassin et des îles permettant de reconnaître celles potentiellement actives.
- Quantifier sur le long terme, soit depuis 20 millions d'années, les mouvements verticaux et les vitesses de déformation de l'avant-arc des Petites Antilles au niveau du Bassin de Marie-Galante.

Ces résultats sont nécessaires pour les futurs travaux concernant la localisation, la quantification et la modélisation des magnitudes maximales des futurs séismes intra-plaques. Une caractérisation plus précise des modalités de déformation des grandes structures tectoniques de l'avant-arc ainsi qu'une meilleure quantification des processus géodynamiques qui s'opèrent dans la zone de subduction des Petites Antilles devraient aussi être obtenues par notre étude.

Enfin, une connaissance de l'architecture des plates-formes carbonatées immergées des îles calcaires de l'archipel devrait aussi apporter une avancée significative vers l'évaluation du potentiel de réservoir de ces plates-formes en ce qui concerne les ressources en eau de la région.

Mots-Clés/Keywords

Petites Antilles, Stratigraphie sismique, Mouvements verticaux, Bassin d'avant-arc, Plates-formes carbonatées, stratigraphie séquentielle

Lesser Antilles, Seismic stratigraphy, Vertical movement, Fore-arc basin, Carbonate platforms, sequence stratigraphy.

Introduction Générale

Thématique

Dans les zones de subduction, les avants-arcs sont le lieu de déformation intense en réponse aux mouvements de convergence des plaques. On observe dans la plaque supérieure des mouvements de surrection et de subsidence de grande amplitude dans la plaque supérieure. Ces mouvements sont à l'origine de reliefs complexes qui conditionnent la distribution des sédiments et l'architecture des séquences de dépôts dans les bassins d'avant-arc.

La déformation observée dans ces bassins est directement liée aux conditions géodynamiques de la subduction. Ces conditions sont contrôlées par les caractéristiques physiques des plaques plongeantes et chevauchantes. Ces caractéristiques sont les vitesses relatives et absolues des plaques, l'obliquité de la convergence, leur rhéologie (nature et âge), leur héritage structural, ou encore la mécanique de l'interface de subduction (fracturation, thermicité, fluides, aspérités telles que les rides, monts sous-marins et bassins). Il en résulte que l'évolution des avants-arcs est en grande partie contrôlée par le couplage entre les plaques à l'interface de subduction. Le processus de subduction peut également engendrer des surrections ou des affaissements dans la plaque chevauchante par des ajouts ou retraits de matière en profondeur. On parlera d'érosion tectonique en cas de retrait ou au contraire d'accrétion en cas d'ajout (*Lallemand, 1992 ; von Huene and Scholl, 1991 ; Clift and Vannucchi, 2004 ; von Huene et al., 2004*). Cependant, le lien entre le comportement érosif ou accrétant des marges ainsi que les paramètres contrôlant la géodynamique de la subduction est encore un sujet à débattre.

Ces mouvements verticaux se succèdent dans le temps avec des durées variant de quelques années, comme la déformation élastique au cours d'un cycle sismique, à plusieurs millions ou dizaines de millions d'années, comme l'entrée en subduction d'une ride océanique ou les grands cycles d'érosion/accrétion des marges actives. Les amplitudes de ces déformations peuvent être variables et alterner au cours temps. En effet, la déformation élastique d'un cycle sismique peut atteindre quelques mètres (*e.g. Ito et al., 2011*) alors que

l'érosion (tectonique) d'une marge peut conduire au retrait de plusieurs kilomètres de croûte d'avant-arc et donc à une subsidence par amaïncissement de plusieurs milliers de mètres en quelques millions d'années (*Lallemand, 1992 ; von Huene and Scholl, 1991 ; Clift and Vannucchi, 2004 ; von Huene et al., 2004*).

De par ces phénomènes, l'estimation quantitative des volumes de matière sous-plaquée ou érodée et de la durée de ces événements présentent une importance fondamentale d'une part dans l'élaboration des bilans de transfert de matière dans la subduction et la compréhension de l'état du couplage interplaque, et d'autre part la compréhension de son évolution dans le temps (phénomènes transitoires) et l'espace (variations latérales le long de la zone de subduction).

La caractérisation et la quantification sur le long terme des mouvements verticaux dans les avant-arcs nécessitent cependant un enregistrement continu de ces phénomènes. Ces enregistrements sont accessibles via les sédiments des bassins d'avant-arcs qui enregistrent le comportement des subductions pendant des millions ou des dizaines de millions d'années. En effet, dans ce contexte les carbonates des plates-formes peu profondes des régions tropicales ont la caractéristique d'être très sensibles aux variations paléo-environnementales et sont par conséquent d'excellents enregistreurs des variations eustatique et donc bathymétrique. Ces plates-formes abritent des écosystèmes variés et complexes, majoritairement dominés par des organismes constructeurs tels que les madréporaires (coraux), les algues calcaires et les bryozoaires. La morphologie, l'organisation interne ainsi que la distribution des faciès de ces plates-formes sont fonction de l'espace disponible pour la sédimentation (accommodation). Ces systèmes carbonatés ont donc l'avantage de permettre le repérage de niveaux bathymétriques précis. L'accommodation est définie par deux composantes: (1) une composante écologique qui est la capacité de production et d'accumulation des sédiments carbonatés au-dessus d'un niveau de base hydrodynamique et qui dépend de paramètres tels que l'hydrodynamisme, la bathymétrie, la température, la salinité, la turbidité, la luminosité, la teneur en CO₂, le rapport Ca/Mg ainsi que la charge en nutriments du milieu et (2) une composante physique qui est la variation d'espace disponible pour la sédimentation et qui dépend des variations eustatiques et des mouvements tectoniques (*Jervey, 1988 ; Van Wagoner et al., 1988 et Vail et al., 1991*).

Ces plates-formes enregistrent donc particulièrement bien les changements environnementaux, paléobathymétriques et paléocéanographiques. Elles permettent

d'obtenir des repères nécessaires à l'étude des mouvements verticaux, qu'ils soient eustatiques ou tectoniques. Dans les bassins avant-arcs, ce sont donc des outils idéaux pour enregistrer et comprendre la déformation flexurale associée à des phénomènes profonds auxquels nous n'avons pas d'accès direct.

Problématiques, objectifs et méthodes

Le Bassin de Marie-Galante constitue un domaine avant-arc central dans la zone de subduction des Petites Antilles, à la latitude de l'archipel guadeloupéen. Il constitue le domaine marin entourant les îles calcaires de cet archipel et bordant à l'Est les îles volcaniques. Situé seulement à une cinquantaine de kilomètres de l'extrémité orientale de la croûte d'avant-arc vers le front de subduction (*Roux, 2007 ; Kopp et al., 2011 et 2013 ; Laigle et al., 2013 ; Evain et al., 2011*), il s'étend sur une centaine de kilomètres jusqu'à l'arc actuel. Ce bassin est idéalement placé dans la mesure où il est susceptible d'enregistrer des mouvements verticaux de forte amplitude engendré par les processus de subduction (*Lallemand, 1999*). Il est bordé de régions émergées dont l'histoire tectonique et sédimentaire plio-pleistocène est étudiée grâce aux travaux menés à terre, au niveau des îles de La Grande-Terre, Marie-Galante et La Désirade. L'intérêt majeur de ce bassin est qu'il possède à la fois des plates-formes carbonatées peu profondes immergées et un bassin turbiditique épais de plus de 2000 m de sédiments qui couvre probablement une grande partie de la période cénozoïque.

Les îles qui l'entourent sont couvertes de plates-formes carbonatées peu profondes qui enregistrent dans leurs dépôts les mouvements verticaux à une échelle stratigraphique haute résolution (métrique) (*Andreieff et al., 1987 ; Léticée et al., 2005 ; Feuillet et al., 2004 ; Cornée et al., 2012 ; Münch et al., 2013 et 2014*). La production carbonatée de ces plates-formes est essentiellement d'origine biologique avec des faciès chlorozan et rhodalgale. De ce fait, les formations sédimentaires de ces plates-formes sont de bons indicateurs paléo-environnementaux, sensibles aux variations eustatiques et en particulier aux épisodes d'émersion et d'ennoiement. Ces épisodes se traduisent à terre par des surfaces d'émersion ou des discontinuités majeures bien marquées qui constituent d'excellents repères paléobathymétriques et stratigraphiques. En mer, ces surfaces constituent des limites de

séquence de dépôts identifiables latéralement jusqu'aux zones profondes. Leur expression est reconnue en sismique réflexion par des réflecteurs irréguliers et présentant des contrastes d'impédance fortement marqués et/ou des discordances angulaires. Elles constituent des repères stratigraphiques indispensables qui contraignent l'architecture sédimentaire du bassin.

Le domaine immergé du Bassin de Marie-Galante a fait l'objet d'une première reconnaissance par le Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM) lors des campagnes océanographiques ARCANTE, dans les années 70 et 80. Leurs travaux ont permis la reconnaissance de hauts fonds et bancs de nature carbonatée ayant parfois le même âge et les mêmes faciès que les séries affleurantes, mais aussi de zones plus profondes présentant une sédimentation pélagique. Suite à ces investigations, le BRGM a pu caractériser pour la première fois les mouvements verticaux de l'avant-arc des Petites Antilles. Néanmoins, l'architecture et l'évolution du Bassin de Marie-Galante restaient à préciser. Avec l'appui de données de géophysique marine préexistantes issues des campagnes SISMANTILLES1 (*Hirn, 2001*) et AGUADOMAR (*Deplus, 1999*), de nouvelles données et échantillons issus du programme KASHALLOW (*Lebrun et al., 2008, 2009, 2011*), et des études antérieures menées dans le bassin et sur les îles de l'avant-arc, nous proposons pour la première fois dans ce mémoire :

- ✓ **Une étude sismo-stratigraphique multi-échelle du Bassin de Marie-Galante donnant accès aux enregistrements sédimentaires des plates-formes carbonatées émergées, immergées, et des bassins turbiditiques sur une période allant du Paléogène au Quaternaire.**

L'objectif des travaux présentés est **de reconstituer l'organisation sédimentaire de tout le bassin** en intégrant les données à terre, puis de proposer une histoire plus complète que celle accessible à terre. Pour y aboutir, nous tenterons de répondre aux questions suivantes : Quelle est la structure générale de ce bassin avant-arc ? Quand et comment celui-ci s'est-il formé ? Quel est son héritage structural et la part de celui-ci dans le contrôle des structures tectoniques observées ? Quelle est l'extension latérale du socle métamorphique mésozoïque affleurant à la Désirade et constitue-il le socle du domaine avant-arc ? Quelles étaient l'extension et la morphologie des plates-formes de l'avant-arc pour la période anté-

Pliocène ? Quelle a été l'évolution sédimentaire, paléo-environnementale et néotectonique de ce bassin avant-arc ? Quels sont les moteurs de la déformation de l'avant-arc ?

Répondre à ces questions nous permettra de **proposer une évolution sédimentaire et tectonique de l'avant-arc des Petites Antilles au cours du Paléogène et du Quaternaire au niveau de l'archipel guadeloupéen et discuter des mécanismes de la subduction dans cette zone.**

Synthèse des objectifs :

- ✓ Reconstituer les variations des paléo-environnements de la zone avant-arc des Petites-Antilles à la latitude de l'archipel guadeloupéen,
- ✓ Y quantifier l'amplitude des mouvements verticaux, i.e. subsidence et surrection,
- ✓ Y évaluer la déformation accommodée par les structures tectoniques à long terme, sur une échelle de temps pouvant atteindre 10^5 années environ et de quantifier la vitesse de ces mouvements,
- ✓ Contribuer à comprendre l'évolution tectonique et sédimentaire des plates-formes carbonatées au niveau des marges actives,
- ✓ Améliorer l'état de connaissance du comportement de la marge à cette latitude (érosion ou accréation ?).

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit se compose de **huit chapitres** organisés en **cinq parties**. La **partie I** traite des généralités dans les zones de subduction. Le **chapitre I** fait d'une part un rappel des forces, des classifications et des déformations observées dans ces zones et d'autre part s'intéresse aux bassins avant-arcs, aux processus sédimentaires qui leur sont associés aux facteurs qui les contrôlent. Le **chapitre II** dresse un bilan synthétique de la géodynamique et de la géologie de la bordure orientale de la plaque Caraïbe au niveau de la marge des Petites Antilles, de sa mise en place à sa configuration actuelle. Ce chapitre s'intéresse plus particulièrement à la partie centrale de la marge ($\sim 16^\circ\text{N}$) au niveau du bassin avant-arc de Marie-Galante. Ce bassin constitue la zone la plus avancée dans la subduction antillaise et fait face à des reliefs topographiques de la lithosphère Atlantique.

La **partie II** présente la base de données, les traitements et les méthodes utilisées pour étudier le Bassin de Marie-Galante. Le **chapitre III** fait la synthèse des traitements des données de sismiques réflexions marines, bathymétriques et pétrologiques issues du programme KaShallow et de données antérieures, ainsi que de la méthodologie mise en place dans cette étude. La base de données fait appel à une quatre résolutions de sismique réflexion couvrant la totalité de la zone avant-arc à la latitude de l'archipel guadeloupéen et permet une visualisation quasi-3D de cette zone. Nous avons utilisé les bases de la stratigraphie séquentielle pour caractériser l'évolution sédimentaire du bassin ainsi que ces déformations sur la période couverte.

La **partie III** présente les résultats obtenus au cours de cette étude sous forme de trois chapitres. Le **chapitre IV** propose une analyse morpho-structurale et sismo-stratigraphique multi-échelle qui a permis d'identifier les ensembles sédimentaires généraux du bassin ainsi que leurs dynamiques. Les prélèvements systématiques des réflecteurs affleurant sur les escarpements de failles ont permis de proposer des faciès sédimentaires et des âges aux unités sismiques définies au sein de ces ensembles. Le **chapitre V** se présente sous forme d'une publication soumise à *Marine Geology*. Il propose une évolution tectonique et sédimentaire de la partie la plus orientale de l'avant-arc interne au niveau l'Eperon Karukéra. Cette plate-forme ennoyée localisée sur la partie haute du butoir crustal de la plaque Caraïbes, domine le prisme d'accrétion et constitue actuellement un haut-fond

qui limite le bassin de Marie-Galante à l'Est. Dans cette position, il subit une déformation active en relation avec la subduction de ride de Tiburon qui lui fait face. Le **chapitre VI** présente une analyse séquentielle du Bassin de Marie-Galante sur une période d'environ 30 Ma. Cette analyse permet proposer d'une évolution tectonique et sédimentaire détaillé de ses sous-bassins sur la période Néogène.

La **partie IV** se compose de deux chapitres dans lesquels nous discutons de nos résultats, proposons une conclusion générale ainsi que des perspectives pour l'approfondissement des connaissances de la marge antillaise.

Le **chapitre VII** propose une discussion sur les différents mouvements verticaux de moyennes et grandes amplitudes enregistrés par l'avant-arc et comment ceux-ci contrôle la sédimentation. En effet, nous proposons un modèle d'installation et d'évolution des plates-formes carbonatées dans la région. Ces résultats permettent également de contraindre les relations entre la dynamique de la subduction et l'évolution de l'avant-arc tel que les relations érosion/accrétion tectonique, le rôle de l'héritage structural, l'implication de la subduction d'aspérités. Le **chapitre VIII** présente **une conclusion générale** de nos travaux ainsi que des **perspectives** pour améliorer l'état des connaissances de la zone de subduction des Petites Antilles.

Enfin, la **Partie V** se compose des annexes complémentaires à l'étude. L'annexe 1 se compose de la liste des profils retraités ainsi que celle des nouveaux paramètres de traitements appliqués. L'annexe 2 propose une synthèse de l'ensemble des prélèvements utilisés qui ont contraint les modèles sédimentaires. Les analyses des microfaciès ont été réalisées aux cours de ces travaux et sont exposées sous forme de planche photographique à la fin du manuscrit.

Partie I : Généralités

Chapitre I

Subduction, bassin avant-arc et sédimentation de marge active

Ce premier chapitre a pour objectif de rappeler brièvement les grandes notions qui seront abordées tout au long du manuscrit.

Dans un premier temps, nous nous intéresserons aux zones de subduction dans leur globalité et présenterons de manière synthétique les caractéristiques fondamentales représentatives de ces zones qui sont le siège de déformation cassante et flexurale intense.

Dans un second temps, nous nous intéresserons aux bassins avant-arcs et à leurs sédiments car ceux-ci présentent l'intérêt d'enregistrer la déformation et de nous renseigner sur des phénomènes qui ont eu lieu plus en profondeur directement en relation avec la dynamique de subduction.

I.1. La subduction

La lithosphère terrestre est constituée d'une douzaine de plaques tectoniques se déplaçant les unes par rapport aux autres. Cette «dérive des continents» préfigurée par *Wegener* (1919) est principalement fonction de la dynamique convective du manteau terrestre. En considérant que le volume terrestre reste constant au cours du temps, la conséquence de ces mouvements horizontaux relatifs est l'existence de trois types de frontières de plaques :

- Les zones de divergence, qui correspondent aux zones d'accrétion des dorsales océaniques.
- Les zones transcurrentes, qui sont caractérisées par un glissement ou coulissage de deux plaques le long de failles transformantes ou décrochantes.
- Les zones de convergence, qui correspondent aux zones de subduction et de collision. La collision est le stade final de la convergence et marque la fermeture d'un domaine océanique.

I.1.1. Les zones de subduction

Les zones de subduction sont caractérisées par l'enfoncement d'une plaque lithosphérique dans le manteau, sous une autre plaque de densité généralement moindre. Elles font intervenir les deux types de lithosphère : océanique et continentale. Il existe ainsi deux grands types de subduction.

I.1.1.1. Les types de subduction

Les subductions peuvent être divisées en deux catégories : les subductions océaniques (a et b) et les subductions continentales (c et d), chacune divisées en deux sous-catégories.

Subductions océaniques :

- (a) océan-océan (15% des cas de subduction), exemple de la subduction des Mariannes (plaque Pacifique sous plaque Philippines) ou de l'arc des Petites-Antilles (plaques Nord et Sud Amérique sous plaque Caraïbes).

- (b) océan-continent (67% des cas), exemple de la subduction andine (plaque océanique Pacifique sous la plaque continentale d'Amérique du Sud) ou de la subduction Hikurangi en Nouvelle-Zélande (plaque océanique Pacifique sous la plaque Australienne au niveau du continent néo-zélandais) ;

Subductions continentales :

- (c) continent-continent (17% des cas), lorsque la convergence lithosphérique se prolonge après la collision crustale, exemple de l'Himalaya (lithosphère continentale indienne sous la plaque Eurasienne).

- (d) continent-océan (1% des cas), encore appelée obduction comme en Oman

I.1.1.2. Les forces en place dans les zones de subduction

Les interactions entre plaques plongeante et chevauchante dans une zone de subduction sont le moteur de la déformation dans les avant-arcs. Un bilan des forces en jeu est donc nécessaire pour comprendre le type de déformation observée sur la plaque supérieure et de discriminer celles qui en sont responsables.

Le glissement au contact entre la croûte de l'avant-arc et la croûte (océanique) plongeante se fait de manière instable. Ce glissement est généralement saccadé et peut générer de grands séismes. Ce phénomène a été approché de deux manières différentes. L'une se base sur un bilan des forces à l'interplaque pour définir un couplage mécanique, l'autre conduit à la définition d'un couplage sismique grâce à une étude de la sismicité.

Lallemand (1999) fait une description très complète des forces en jeu dans une zone de subduction. Ils distinguent 2 types de forces qui sont les forces motrices et les forces résistantes.

I.1.1.2.1. Les forces motrices :

- La force dite « slab pull » (F_{sp}) ([Figure I.1](#)) : il s'agit d'une force gravitationnelle ou force de traction. Elle correspond à la différence entre le poids du panneau plongeant (force verticale) et la poussée d'Archimède provenant de la réaction de l'asthénosphère (dont la résultante est également verticale). Cette force est donc verticale.
- La force dite « ridge push » (F_p) : c'est une force gravitaire de poussée répartie sur toute la plaque plongeante et qui prend son origine à la dorsale océanique. Cette force dépend, entre autres paramètres, des densités de la lithosphère et elle augmente avec l'âge de la plaque plongeante.

L'importance relative de ces deux forces n'est pas très claire ; on considère souvent que le « slab pull » est la force dominante mais ces deux forces se cumulent pour entraîner le panneau plongeant en subduction.

I.1.1.2.2. Les forces résistantes :

- La résistance de l'asthénosphère à l'enfoncement du slab (F_R). C'est une force surfacique qui s'exerce le long du panneau subduit et dont la résultante n'est pas verticale.

- Une force d'ancrage du slab dans le manteau (F_a) : cette force, faible en général, est liée aux mouvements horizontaux de l'asthénosphère qui ont tendance à verticaliser ou non le slab dans le manteau.
- La résistance du manteau au déplacement horizontal des plaques (F_r). Elle résulte du couplage entre la base de la lithosphère et l'asthénosphère. Cette force peut être motrice ou résistante selon les vitesses relatives de la plaque plongeante et du flux asthénosphérique. La résultante de ces forces résistantes est du même ordre de grandeur que celle des forces motrices (environ 10^{13} N/m). La résultante de ces forces à l'interplaque permet de définir un couplage mécanique.

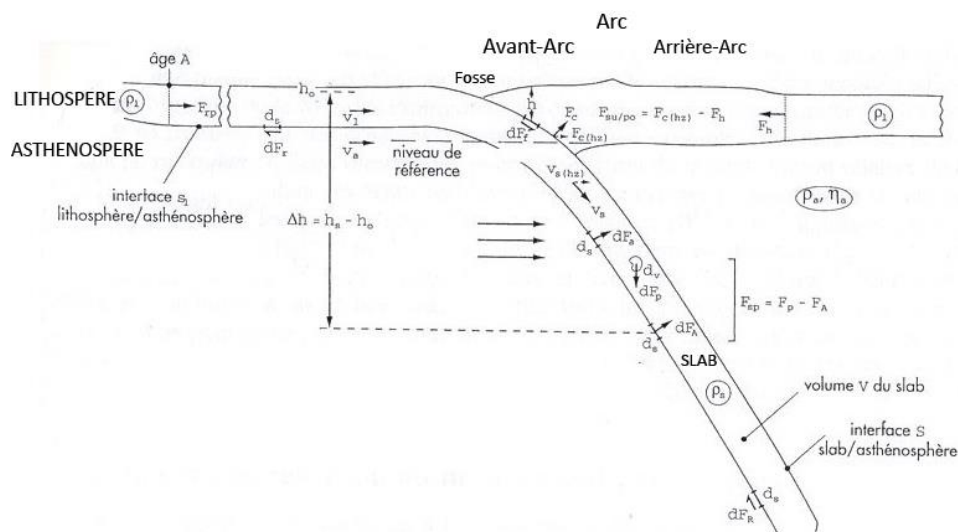


Figure I.1 Bilan des forces dans la subduction. D'après *Lallemand (1999)*

I.1.1.2.3. Les forces à l'interplaque :

Plus précisément au niveau de l'interplaques, les forces décrites précédemment résultent en deux types de forces (Figure I.2):

- Une force de friction F_c (cisaillement entre les plaques). Elle reflète l'action de toutes les forces précédemment décrites. Elle s'exprime tangentielllement à l'interface dans la direction du mouvement relatif des plaques. Sa composante horizontale contrôle en partie le régime tectonique de la plaque supérieure alors que **sa composante verticale influence la topographie de la plaque supérieure**. Dans le cas de subduction oblique, elle est la seule force qui contrôle les mouvements de translation latérale dans l'avant-arc.

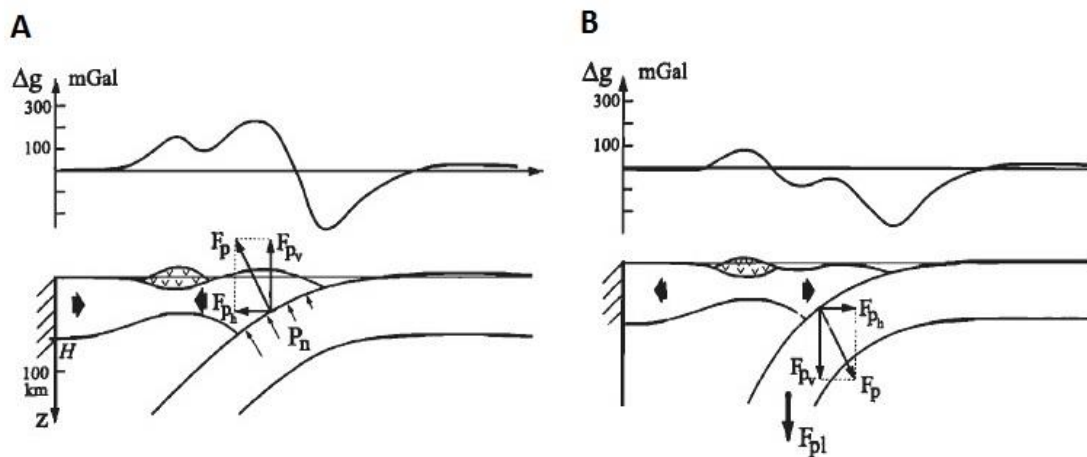


Figure I.3 Deux régimes de subduction océanique d'après *Shemenda et al.*, 1994 et 2000. A : Régime compressif. B : Régime extensif. Les régimes proposés sont en relation avec les valeurs de densité de la lithosphère subduite et celles de l'asthénosphère. Δg est l'anomalie gravimétrique à l'air libre. P_n est la pression interplaques. F_p est la force de pression non hydrostatique liée à la non hydrostatique pression interplaques $P_n - P_h$ (P_h étant la pression hydrostatique). F_{pv} et F_{ph} sont les composantes verticales et horizontales des forces : de plongement du slab (F_{pl}) liées au contraste de densité positif de la lithosphère et l'asthénosphère ; H la force liée à l'épaisseur de la plaque chevauchante.

I.1.1.3. Classification des zones de subduction océanique

I.1.1.3.1. Subduction spontanée/Subduction forcée

Uyeda and Kanamori (1979) proposent une première classification des subductions océaniques en deux catégories à l'aide de l'âge de la plaque plongeante, de la nature de la plaque chevauchante, de l'importance du couplage entre les deux plaques ainsi que d'autres paramètres. Ces deux types de subductions sont présentés et illustrés par deux cas caractéristiques que sont (Figure I.4):

- La subduction des Mariannes (océan – océan) caractérisée par une plaque océanique inférieure vieille et dense ; un faible couplage entre les plaques ; un panneau plongeant fortement incliné ; une faible sismicité et l'absence de prisme d'accrétion).
- La subduction du Chili (continent – océan) caractérisée par une plaque océanique jeune et peu dense ; un fort couplage entre les plaques ; un panneau plongeant faiblement pentu ; une forte sismicité et le développement d'un prisme d'accrétion.

La première est alors qualifiée de « subduction spontanée » et la deuxième, de « subduction forcée » (Figure I.4). Cette classification n'est basée que sur deux cas qui s'opposent selon un grand nombre de critères mais ne rend pas compte de la diversité observée dans les zones de subduction.

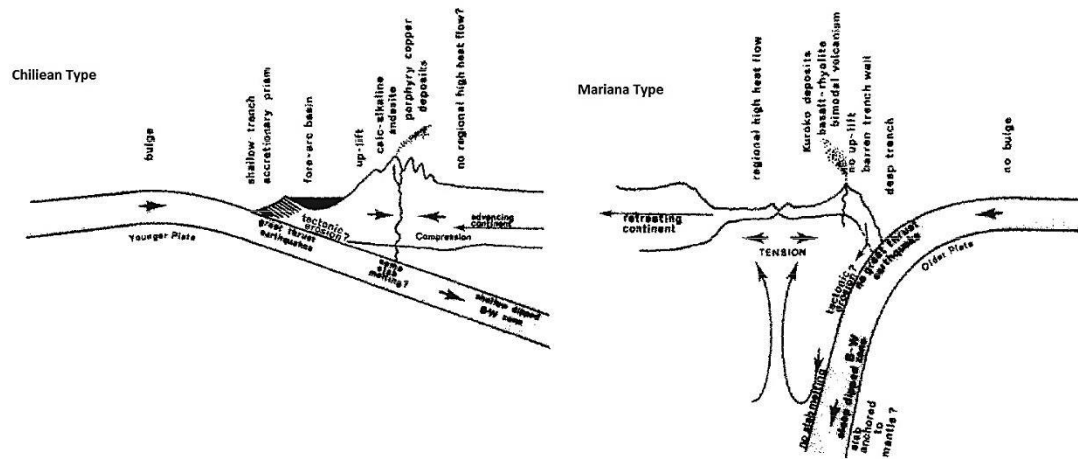


Figure I.4 Type de subduction. Uyeda and Kanamori (1979) proposent une première classification des zones de subduction. À gauche : Subduction de type Chili (régime compressif). À droite : Subduction de type Marianne (un régime extensif).

I.1.1.3.2. Classification selon le régime tectonique de la plaque supérieure

Plus récemment, Heuret *et al.* (2005) et Lallemand *et al.* (2005) ont montré qu'il existe une corrélation entre le pendage du panneau plongeant et le régime tectonique dominant observé dans la plaque supérieure. Ainsi, à des plaques supérieures dominées par l'extension correspondent des plaques plongeantes à fort pendage, et à des plaques supérieures dominées par la compression correspondent des plaques plongeantes à faible pendage, la réciproque n'est pas forcément vérifiée.

I.1.1.3.3. Classification selon le type de marge

Une autre classification différencie les marges en accrétion tectonique de celles en érosion tectonique. Clift and Vanucci (2004) proposent une répartition mondiale des zones de subduction selon le type de marge (Figure I.5).



Figure 1.5 Répartition mondiale des zones de subduction d'après *Clift and Vanucci* (2004). Synthèse de la distribution des zones en accrétion et en érosion. Les marges en accrétion sont représentées par les pictogrammes noirs. Les marges en érosion sont représentées par les pictogrammes blancs.

1.1.1.3.3.1. Marge en accrétion

Les marges en accrétion tectonique sont reconnaissables par la présence d'un prisme d'accrétion sédimentaire (Figure 1.6 et Figure 1.7A). Le prisme se forme à partir de la dissociation des sédiments présents sur la plaque plongeante lorsque le chevauchement frontal se développe à leur base au niveau de la fosse. Les prismes d'accrétion forment des systèmes plus ou moins développés de chevauchements successifs. Il apparaît que les prismes d'accrétions, et par conséquent l'accrétion tectonique, se forment lorsque des apports sédimentaires suffisants existent (*e.g. Collot et al., 1996*). L'accrétion tectonique se développera donc préférentiellement au pied des subductions océan – continent, le continent servant de source de sédiments. Par exemple, le sud de la subduction antillaise montre un important prisme d'accrétion affleurant au niveau de l'île de la Barbade (Figure 1.6), (*Westbrook et al., 1988, Deville and Mascle ,2011*), l'apport sédimentaire étant engendré par érosion massive du continent Sud-Américain via le delta de l'Orénoque.

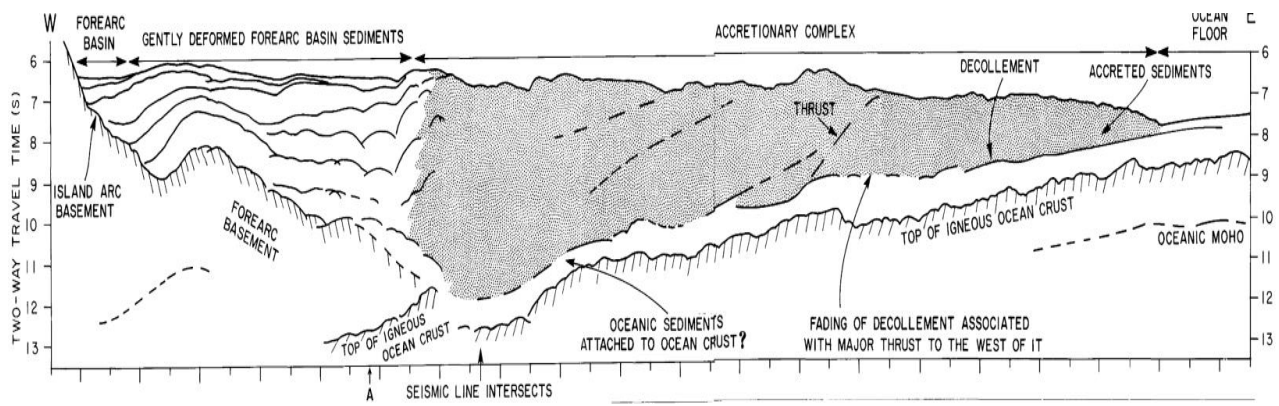


Figure 1.6 Cas de subduction en accrétion : Profil de sismique lourde au sud de la subduction antillaise. L'interprétation du profil montre une marge en accrétion sédimentaire. Le prisme d'accrétion de la Barbade montre une accrétion complexe hyper plissée et déformée par des niveaux chevauchants. Son épaisseur maximale est sur cette section d'environ 5 kilomètres. On distingue une transition latérale entre les sédiments du prisme en gris avec les sédiments déformés du bassin avant-arc à l'ouest du profil. D'après *Westbrook et al., 1988*.

1.1.1.3.3.2. Marge en érosion

Dans les cas de marges en érosion tectonique, le passage de la plaque plongeante opère un effet « de rabot » à la base de la plaque chevauchante et lui enlève du matériel qui est entraîné dans le manteau. Ces marges sont souvent caractérisées par la présence de tectonique extensive et de subsidence au sein de la plaque chevauchante. La subduction de haut topographique, de bassins (monts sous-marins, rides etc...) (Figure 1.7B) ou encore la suppression des fluides dans les sédiments (*e.g. LePichon et al., 1993 ; Lallemand et al., 1994 ; Sage et al., 2006*) peuvent favoriser l'érosion tectonique. Toutefois une même zone de subduction peut présenter une transition géographique entre un domaine dominé par l'érosion tectonique et un autre dominé par l'accrétion tectonique [*e.g. marge andine, Marcaillou et al., 2008 (Equateur) ; Ranero et al., 2006 (Chili) ou marge néo-zélandaise, Collot et al., 1996*].

La marge peut évoluer aussi dans le temps et passer d'un régime à l'autre. Un changement de la contrainte de cisaillement à l'interface de subduction, engendré par exemple par une modification des paramètres thermiques et mécaniques pouvant modifier la friction interplaque, peut être à l'origine d'une transformation à long terme du régime tectonique de la marge (*e.g Lamb and Davis, (2003) et Gutscher et al., 1996 et 1998*). Ainsi, le

régime tectonique d'une marge active peut donc être variable dans l'espace et dans le temps.

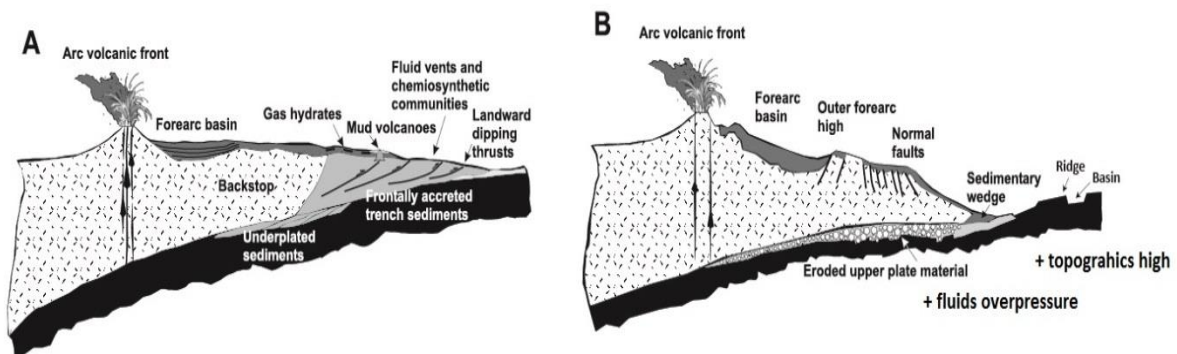


Figure 1.7 Schéma synthétique montrant les deux types de marge active. (A) Marge en accrétion et (B) marge érosive. Une marge en accrétion comme aux Cascades se caractérise par une région avant-arc qui se compose de chevauchement qui déforme le chenal et d'un prisme d'accrétion bien développé. Les sédiments océaniques développent un diapirisme et un volcanisme de boue à cause de la mise en surpression des sédiments. Dans le cas d'une marge en érosion comme aux Tonga, la marge est marquée par une pente raide vers la fosse. Les roches sédimentaires se concentrent dans le bassin d'avant-arc où ils sont activement déformés modifié d'après Clift and Vannucchi (2004).

I.1.2. La subduction d'aspérités

I.1.2.1. Natures et structures des aspérités

Une aspérité caractérise une irrégularité sur une surface plane. Les fonds marins révèlent un très grand nombre d'anomalies topographiques qui parsèment le plancher océanique, lui conférant une certaine rugosité. Ces hauts ou creux topographiques caractérisent des aspérités qui entrent dans la subduction. Ces aspérités peuvent être de plusieurs types :

I.1.2.1.1. Des horsts et grabens :

Ils peuvent se créer à l'extrados de bombements externes liés au ploiement de la plaque en subduction lors de son entrée dans la fosse. Ces horsts et grabens peuvent aussi résulter de la réactivation de structures préexistantes localisées dans la croûte océanique, telles que des reliefs acquis à la dorsale, en particulier pour les dorsales lentes.

I.1.2.1.2. Les zones de fractures lithosphériques :

Ce sont des « rides » prolongeant les failles transformantes médio-océaniques. Elles ne présentent aucun épaissement crustal mais correspondent à une discontinuité topographique et souvent mécanique dans la lithosphère océanique entrant en subduction. Localement, au niveau du prisme d'accrétion, l'effet sur la déformation sera proche de celui de la subduction d'un alignement de monts sous-marins. Sur le panneau plongeant, ces zones de fractures constituent des zones de faiblesse susceptibles de générer une zone de déchirement lithosphérique. Le re-jeu de ces zones de fractures peut provoquer dans la plaque supérieure, des surrections ou des subsidences de plus grande longueur d'onde que la tectonique locale (*e.g. Pichot, 2012*).

I.1.2.1.3. Les monts sous-marins :

Ce sont des volcans souvent éteints isolés ou alignés s'ils proviennent du fonctionnement d'un point chaud. Ils présentent une structure profonde capable de changer localement la flotabilité de la plaque plongeante.

I.1.2.1.4. Les rides compensées, les dorsales actives et les plateaux océaniques :

Ces structures correspondent à des hétérogénéités de grande ampleur et sont parfois très vastes (Plateau d'Ontong Java ou la ride de Carnegie). Ces aspérités de grandes ampleurs peuvent ainsi générer des modifications du régime tectonique, pouvant aller jusqu'à des phénomènes de sauts de subduction.

I.1.2.1.5. Les arcs insulaires et micro-continent :

Ces aspérités contribuent à l'arrêt du fonctionnement d'une zone de subduction et sont associées au mécanisme de collision.

En générale, ces deux dernières catégories d'aspérités entraînent une importante déformation dans la plaque supérieure. La déformation de la plaque supérieur sera donc fonction de la nature et la structure des aspérités en subduction (*e.g Cloos et al., 1992 et Scholtz and Small, 1997*).

I.1.2.2. Effets de la subduction d'un relief sur la déformation de la marge

De nombreux auteurs se sont penchés sur l'effet de la subduction de reliefs sur la déformation de la marge, en particulier la subduction de mont sous-marin sur les marges Pacifique. Ils ont pu modéliser et quantifier l'effet du passage en subduction de ces monts sur les mouvements verticaux de la marge.

La première observation de l'effet d'un relief au front de subduction est la formation d'une inflexion au point de contact entre le relief et la marge. Cette morphologie est interprétée comme le poinçonnement de la marge par le haut bathymétrique (*Collot and Fischer, 1989*). Ce dernier peut être responsable des variations locales de courbure des fosses (*Vogt et al., 1976*). Ce phénomène est observé sur la marge antillaise (*Bouysse and Westercamp, 1990* et *Pichot et al., 2012*) ou encore la marge costaricaine (*von Huene and Flueh, 1994*). Ces observations confirment le rôle de la subduction des reliefs sur la géométrie concave des prismes d'accrétion, en fonction de la dimension des édifices subduits. Ce phénomène a été reproduit en modélisation analogique permettant de mieux comprendre les mécanismes de déformation d'un prisme d'accrétion sédimentaire (*Dominguez et al. 1998* et *2000*). Dans ces modèles, les déformations laissées après le passage du relief sont restreintes à la zone du prisme d'accrétion facilement déformable.

Au niveau de la marge surplombant l'aspérité, les traces morphologiques ne sont pas directement observables comme dans le prisme. En effet, lors de leur passage en subduction, ces irrégularités bathymétriques induisent des mouvements verticaux dans la marge, qui peuvent être quantifiés par des taux de surrection/subsidence (*e.g Fisher et al., 1998*) ou par des rotations de blocs (*e.g Gardner et al., 2001*). *Lallemand et Le Pichon (1987)* proposent ainsi un modèle d'évolution structurale de la marge basé sur la théorie du prisme de Coulomb (*e.g. Mont Kashima, Japon ; Figure I.8*). Ils montrent des variations de pente de la marge à la recherche d'un profil d'équilibre, ainsi que l'érosion du front de la marge, qui se traduisent par un retrait de la fosse. Des surrections de l'ordre de 1 à 2 km sont aujourd'hui mesurées comme dans le domaine avant-arc de la péninsule d'Ossa sur la marge du Costa-Rica (*Gardner et al., 1992*). Dans cette région, les soulèvements d'avant-arc s'accompagnent d'un régime extensif à l'aplomb du relief subduit (*e.g. Ruellan et al., 2003*).

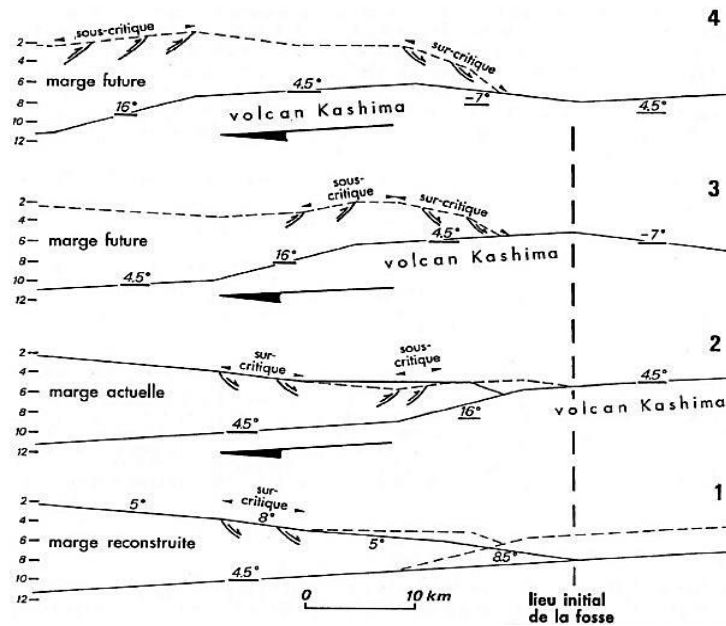


Figure 1.8 Subduction du Mont Kashima au Japon, d'après *Lallemand and Le Pichon (1987)*. Le passage du mont Kashima engendre une variation de pente de la marge à la recherche d'un profil d'équilibre. L'érosion du front de la marge se traduit par un retrait de la fosse et la réactivation des failles qui accommodent le passage de l'aspérité.

La subduction d'aspérité a un rôle érosif (*Lallemand and Le Pichon, 1987 ; Ballance et al., 1989 ; Collot and Davy, 1998*). Cette érosion est associée à deux phénomènes :

Premièrement, la subduction d'aspérité induit des mouvements verticaux dans la marge par retrait de matière en profondeur. Ces mouvements peuvent être accommodés par des réseaux de fractures qui tendent à affaiblir mécaniquement la marge. Il en résulte que celle-ci peut être alors érodée plus facilement. De plus, ces aspérités et le plancher océanique sont eux aussi affectés de fractures qui peuvent jouer, fragilisant un peu plus la marge sus-jacente et favorisant son démantèlement (*Lallemand and Le Pichon, 1987 ; Ballance et al., 1989*).

Deuxièmement, ces aspérités sont des zones de faiblesse généralement affectées par une forte fracturation qui provient soit de structures héritées, soit d'une déformation tardive, comme par exemple la fracturation d'extrados liée au ploiement de la plaque plongeante (*Ranero et al., 2003 ; Ranero and Sallares, 2004 et Weinberger and Brown, 2006*). La fracturation permet alors à l'eau de s'infiltrer dans le plancher océanique, provoquant un hydrothermalisme au niveau des aspérités. Les fluides libérés en début de subduction vont percoler à travers la marge et diminuer fortement la résistance mécanique

des roches la constituant. Cela contribuera ainsi au processus d'érosion tectonique de la marge par hydro-fracturation (*e.g. von Huene et al., 2004 ; Sage et al. 2006*).

Il en résulte que la subduction d'aspérité provoque une « boucle de rétroaction » dans les processus d'érosion tectonique de la marge (*Lallemand et al., 1994*).

I.1.3. Conclusion

Les mouvements verticaux de surrection et de subsidence au sein de la plaque supérieure sont liés d'une part aux forces en place dans la zone interplaque et d'autre part aux aspérités qui entrent dans la subduction. Il en résulte que les contraintes transmises à la plaque supérieure ont des effets à court et à long terme.

- Les effets à court terme correspondent à une durée de temps de 10 à 1000 ans. Ils sont en particulier caractérisés par la sismicité interplaque. L'enregistrement de cette sismicité à l'échelle humaine permet d'évaluer le potentiel sismique d'une zone de subduction et d'évaluer le couplage sismique.
- Les effets à long terme correspondent à une durée de temps plus importante allant du million d'années à la dizaine de millions d'années. L'enregistrement de ces effets n'est décelable que dans les archives sédimentaires des bassins. Ces mouvements à long terme sont à l'origine de la déformation de la lithosphère, ils contrôlent la tectonique et la sédimentation des bassins d'avant-arc. Ils sont à l'origine des grands cycles érosion/accrétion des zones de subduction qui dépendent du couplage mécanique.

Le bilan des forces en jeu dans la subduction et celles transmises à la plaque supérieure permet de contraindre les paramètres responsables des mouvements verticaux dans celle-ci. Les effets de ces forces sont variables dans l'espace et le temps à court et long terme, mais comment s'enregistrent-ils ?

I.2. *Les bassins d'avant-arc*

Les domaines d'avant-arc sont situés entre le prisme d'accrétion et l'arc volcanique sur la plaque supérieure. Les flux thermiques y sont inférieurs à la normale, sauf au voisinage immédiat de l'arc volcanique. Le matériel sédimentaire peut y être affecté d'un métamorphisme de haute-pression/basse température. Il s'agit d'une zone où se superposent plusieurs processus liés à la dynamique de la zone de subduction et où peuvent s'enregistrer des phénomènes compressifs et/ou extensifs.

L'architecture des dépôts sédimentaires de ces bassins est complexe. En effet, ces bassins peuvent être découpés en nappes, en écailles et renfermer des olistostromes. De manière générale, la sédimentation y est irrégulière, immature, souvent déficiente ou riche en turbidites. Le matériel volcano-clastique peut y occuper une place prépondérante (*Dickinson et Seely, 1979*).

I.2.1. Morphologie des bassins d'avant-arcs

Au niveau du domaine avant-arc, la tectonique régionale et locale contrôle la formation et la structure de bassins confinés. Cette tectonique permet une alimentation régulière de plusieurs bassins perchés kilométriques dans lesquels s'accumulent rapidement des séries turbiditiques dans les zones profondes. Les mouvements verticaux de ces bassins contrôlent l'évolution de ces systèmes aux cours du temps. Dans le cas des bassins perchés sur plusieurs niveaux bathymétriques (*e.g* cette étude), le remplissage se fait sur le principe des vases communicants : le bassin le plus proche de la source se remplit en premier. Il y a postérieurement creusement d'un chenal permettant le transit vers le second bassin. Cette configuration se développe fréquemment sur les marges actives. Ainsi, ces bassins confinés contraints dans l'espace et le temps s'opposent aux grands systèmes turbiditiques des marges passives qui s'épanchent sur plusieurs centaines de kilomètres jusqu'aux plaines abyssales (*e.g* Amazone) et montrent une évolution spatio-temporelle complexe, essentiellement contrôlée par la dynamique de subduction.

Ces bassins présentent des morphologies très variées. En effet, *Dickinson et Seely* (1979) en proposent une première classification en fonction du remplissage complet ou non, de la morphologie de la marge (prisme et arc), et de leur position hypsométrique (Figure I.9).

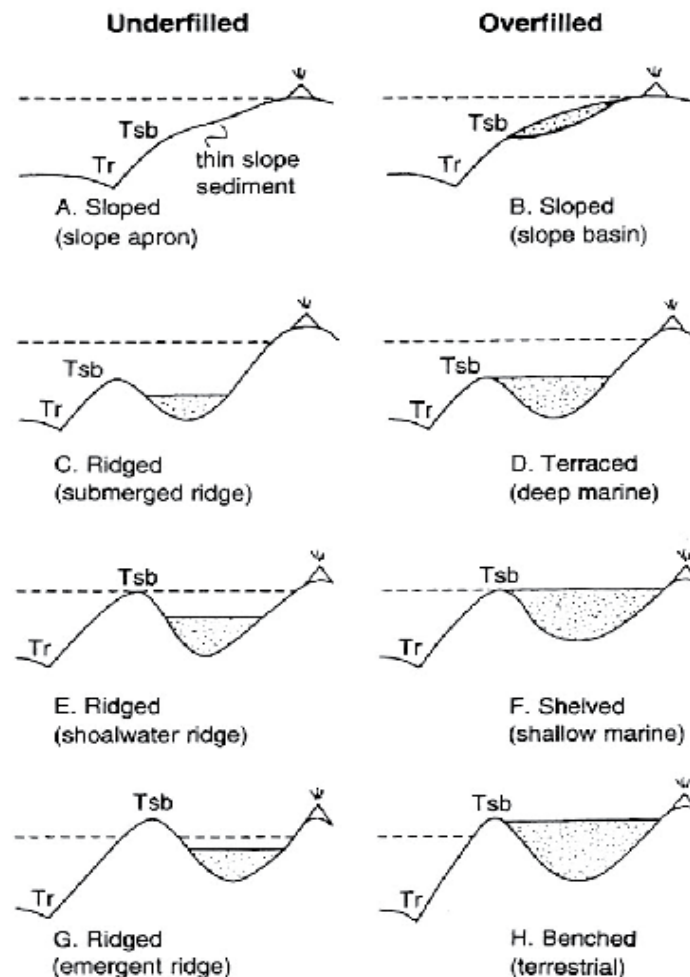


Figure I.9 Différents types de morphologies de bassins d'avant-arc. A gauche : les morphologies caractérisées par un sous remplissage (Underfilled). A droite : les bassins caractérisés par un remplissage total de la dépression (Overfilled). En pointillés : le niveau marin. Tr = trench (fosse) ; Tsb = Trench-slope break (rupture de pente et/ou bordure de plateforme). Exagération verticale non précisée. Modifié d'après *Dickinson et Seely* (1979) et *Dickinson* (1995).

Huit types morphologiques de bassins avant-arcs ont été différenciés et cette diversité de configurations induit une grande variété dans la nature du remplissage sédimentaire. Ils évoluent d'un pôle à majorité continentale (Figure I.9) à un pôle marin profond. Les profils sismiques acquis sur les marges actives à travers le monde ont montré que sur une même subduction plusieurs types de bassins pouvaient coexister, e.g le long de la subduction andine (*Laursen et al.*, 2002) (e.g. Figure I.5). De manière générale, l'évolution spatiale et/ou temporelle des bassins d'avant-arc dépend de plusieurs paramètres :

- Les forçages tectoniques relatifs aux paramètres de la subduction tels que le taux de convergence, l'importance du relief et la densité de la plaque subduite ou encore l'accrétion ou l'érosion tectonique.
- La charge sédimentaire, le taux de sédimentation (flux sédimentaire) et la position des exutoires.
- Les variations eustatiques (modification du profil de dépôt, partitionnement volumétrique) (*e.g. Coulbourné and Moberly, 1977 ; Dickinson, 1995*) et *Einsele, 1992*).

Plusieurs études se sont attachées à expliquer l'évolution des bassins avant-arcs (*Coulbourné and Moberly, 1997 ; Lewis and Hayes, 1984 ; Laursen et al., 2002* et *Normack, 2002*). La plupart des modèles mettent le paramètre tectonique en avant pour expliquer l'évolution des bassins. Néanmoins, il apparaît que la plupart de ces modèles sont développés à partir de jeux de données relativement restreints et que les contraintes d'âges (chronostratigraphie) sont souvent très faibles. Ceci limite la quantification des processus dans le temps et l'espace. En définitif, rares sont les études qui fournissent un bon contrôle de la chronostratigraphie des bassins avant-arcs, *e.g.* en Nouvelle-Zélande (*Barnes et al., 2002* et *Barnes et Nicol, 2004*). D'une manière générale, le manque de contrainte sur l'âge et la géométrie du remplissage est lié au problème d'accessibilité de l'enregistrement sédimentaire de ces bassins. En effet, ces derniers sont souvent immergés à forte profondeur limitant les investigations géologiques directes (absence d'affleurement) et indirectes (forages et carottages). Les données géophysiques telles que les données de sismiques réflexions sont seules capables de rendre compte des géométries du remplissage dans les bassins. Elles doivent d'une part, être acquises et réparties de manière dense pour obtenir une géométrie contrainte des séries sédimentaires et d'autre part présenter des résolutions variables afin d'imager au mieux les séries sédimentaires les plus superficielles comme celles plus profondes.

I.2.2. Flux sédimentaires dans les bassins avant-arcs

Les études menées sur les systèmes actuels et anciens ont permis de relier le contrôle de l'érosion et des flux sédimentaires à court et long terme, aux paramètres géomorphologiques, aux processus tectoniques et climatiques et à l'eustatisme.

L'activité tectonique et en particulier la vitesse de surrection semble être décisive dans le contrôle de la topographie et de l'érosion en offrant un volume disponible à l'érosion (*Gunnell, 1998*). Au niveau d'un arc volcanique en zone tropicale, les sédiments apportés au bassin avant-arc seront de deux types, volcaniques et carbonatés. Ils seront issus de retombées d'éruption, de l'érosion des édifices volcaniques, de neiges planctoniques dans les zones profondes et des plates-formes carbonatées sur les points les plus hauts. La dominante correspondra à des dépôts gravitaires volcano-clastiques ou à des bio-constructions.

I.2.3. Les types de sédimentation

Tout comme les bassins de marges passives, les bassins avant-arcs enregistrent plusieurs types de sédimentation en fonction de leurs morphologies, des apports sédimentaires, de l'eustatisme, de la tectonique et du climat. Dans les zones peu profondes (200 m max. de bathymétrie), aux niveaux des plateaux continentaux et insulaires, se développe une sédimentation de plate-forme silico-clastique et/ou carbonatée sensible aux variations eustatiques. Tandis que, les zones plus profondes développent une sédimentation de bassin sous l'influence ou non de systèmes chenalisés.

I.2.3.1. Environnement de Plates-formes

Chaque plate-forme présente une architecture particulière qui est fonction de l'accommodation écologique et de la morphologie héritée de la zone. La morphologie des systèmes carbonatés littoraux se répartit en deux principaux modèles suivant la distribution des faciès, la pente sédimentaire et l'attachement (ou non) à une masse continentale que sont : les rampes et les plates-formes s.s. (Tucker, 1990 ; Handford and Loucks, 1993 ; Wright and Burchette, 1996) (Figure I.10).

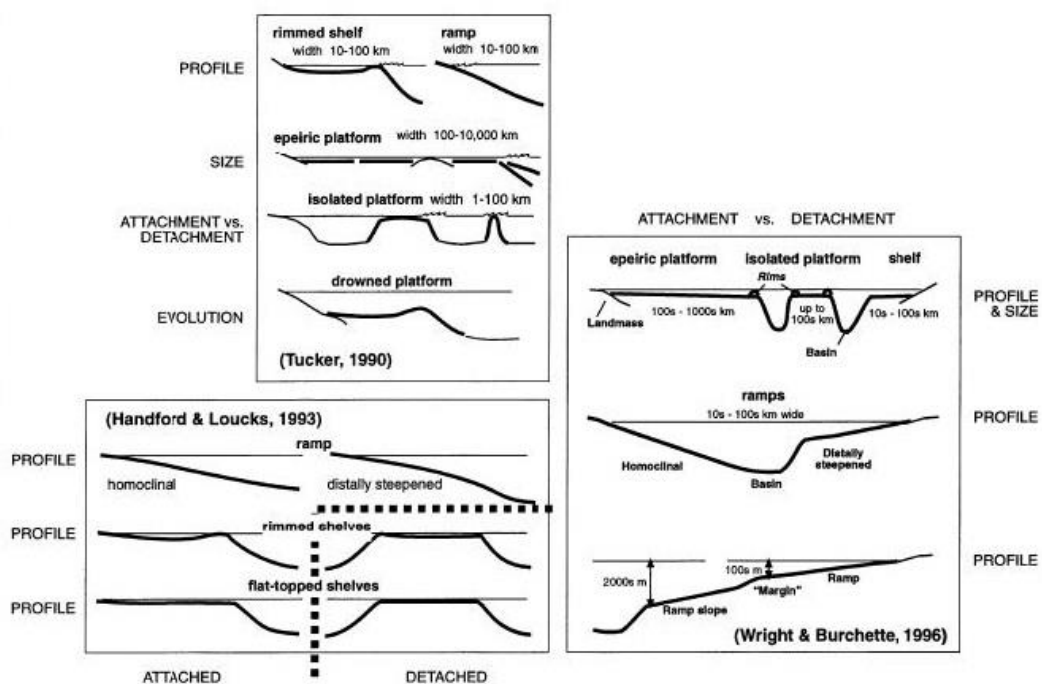


Figure I.10 Morphologie des rampes carbonatées et de plate-forme au sens stricte d'après Tucker (1990), Handford and Loucks (1993) et Wright and Burchette (1996).

Les sédiments des plates-formes carbonatées peu profondes se développent dans la zone photique (Pomar, 2001b). Elles enregistrent les discontinuités engendrées par les variations cycliques de haute fréquence et de faible amplitude du niveau marin ou des événements catastrophiques (e.g. Éruption volcanique). Ces variations sont marquées sur ces plates-formes par des surfaces émerives ou érosives remarquables, des discontinuités ou des interruptions de sédimentation. Ces surfaces sont des repères chrono-stratigraphiques régionaux, nécessaires à l'étude de l'évolution spatio-temporelle de la

plate-forme. Les systèmes récifaux sont d'excellents marqueurs paléo-environnementaux et paléo-bathymétriques. Le mode de croissance de ces systèmes récifaux sont fonction du taux de création d'espace disponible (accommodation) et du taux de croissance récifale (Davies *et al.*, 1992 et Neumann and Macintyre, 1985). Les paramètres physiques et écologiques qui contrôlent la mise en place des plates-formes carbonatées sont synthétisés dans la Figure I.11.

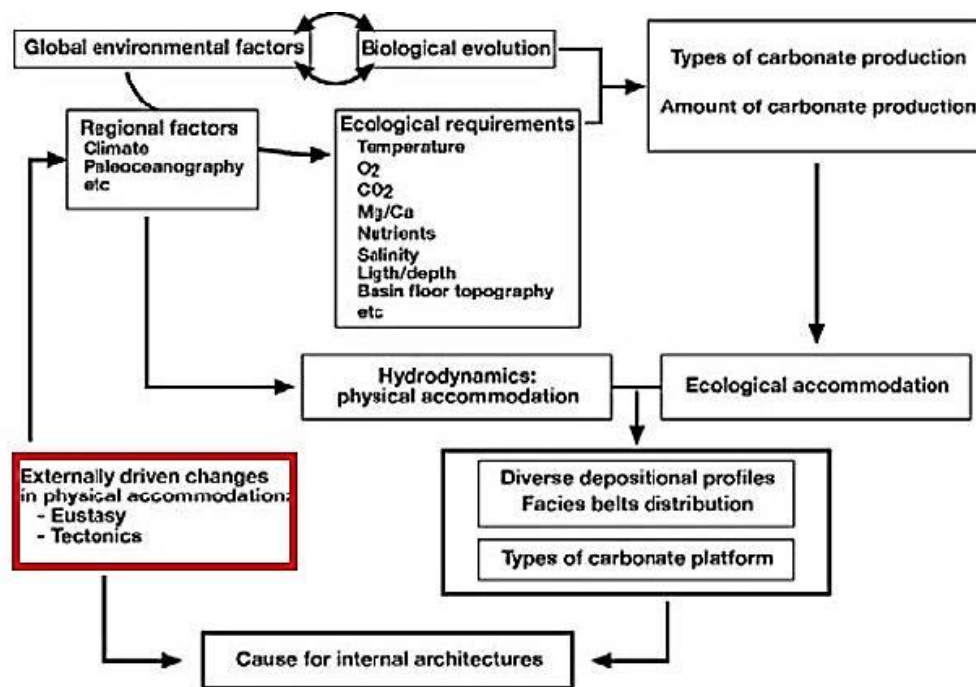


Figure I.11 Synthèse des paramètres physiques et écologiques contrôlant l'édification des plates-formes carbonatées d'après Pomar (2001b).

I.2.3.2. Environnement de Bassin : Les systèmes turbiditiques

Les systèmes turbiditiques dominent abondamment au niveau des marges actives et correspondent au type de sédimentation les plus complexes. Ils se développent avec des courants turbides générés par un écoulement gravitaire ainsi ils associent transport et accumulation de sédiments du glacis à la plaine abyssale des bassins profonds.

D'après la classification de Mutti and Normark (1991), les éléments architecturaux des systèmes turbiditiques chenalisés sont les suivants : les surfaces d'érosions, les complexes chenaux-levées et les lobes.

I.2.3.2. 1. **Les surfaces d'érosions**

Les surfaces d'érosion sont majoritairement associées aux ravines et aux canyons sous-marins.

- **Les ravines** sont des vallées sous-marines relativement rectilignes de faible largeur (~100-200 m) et profondeur (~5-50 m maximum). Elles se situent sur le rebord et la pente du plateau continental (ou insulaire) et ne sont pas rattachées à un réseau fluvial. Ce sont des zones où l'érosion domine et peut évoluer spatialement sur la marge au cours du temps. Leur origine est souvent associée à des déstabilisations du rebord du plateau sous forme de glissement ou à des courants de turbidité (*Izumi, 2004*).
- **Les canyons** sous-marins permettent la canalisation des apports sédimentaires. Ce sont des vallées incisées caractérisées par des pentes latérales abruptes et un fort gradient de pente. Ils ont une section en V (ou U), avec des profondeurs variables, atteignant ~1000 m à 3000 m. Ils constituent des zones où l'érosion domine et assurent le transfert des sédiments vers les grands fonds. Les canyons sont généralement anciens et leur formation est liée à l'évolution de la marge (comme des surrections ou des changements de pente). Une relation entre la présence de canyons et le gradient de pente du talus a été proposée par *Twichell and Roberts (1982)* sur la marge américaine. Leur position spatiale est stable sur le long terme et l'érosion qu'ils engendrent provoque des hiatus sédimentaires de plusieurs millions d'années.

I.2.3.2.2. **Les complexes chenaux-levées**

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus de dépôts et d'érosion produits par les écoulements turbiditiques, on en distingue deux types : (1) Les **chenaux érosifs** développent peu de levées construites associées, et leur section présente une forme en U ou en V caractéristique. (2) Les **chenaux de dépôt** présentent des morphologies qui sont influencées par la nature des apports (*Piper and Normark, 2009*).

Il est admis que les chenaux dans lesquels transite du matériel grossier (sables et graviers) sont larges et rectilignes. Ils sont peu marqués bathymétriquement à cause de levées peu ou pas développées. En revanche, les chenaux transportant du matériel fin sont étroits, sinueux, creusés et présentent des dépôts de levées développés ; leurs sinuosités étant contrôlées par la valeur de la pente et la nature des apports (*Clark et al.*, 1992).

En sismo-stratigraphie, la surface d'érosion associée au chenal montre une incision nette dont le contraste d'impédance est amplifié avec les sédiments grossiers à la base du chenal. Les levées sont construites par débordement de la fraction fine formant le sommet des écoulements turbiditiques. Elles peuvent s'étendre sur plus de 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal. Elles se développent sur les flancs du chenal et présentent souvent une importante dissymétrie qui s'explique par des courants transverses à l'écoulement ou à la force de Coriolis.

Les sédiments observés dans les levées sont souvent des argiles et des silts, organisés en séquence de dépôt à lamines horizontales. Contrairement au chenal, il n'y pas ou peu de surface d'érosion en base de séquence. Le flanc interne (coté chenal), à forte pente, est soumis à des processus d'érosion et des glissements en masse qui peuvent alimenter les écoulements. Le flanc externe (coté levée) est caractérisé par des pentes faibles, soumises à des processus de dépôt. Généralement, les levées externes présentent des champs de dunes sédimentaires ou sediment waves (*e.g.* *Carter et al.*, 1990 ; *Normark et al.*, 1980 ; *Normark et al.*, 2002).

1.2.3.2.3. Contrôle des systèmes turbiditiques

Les facteurs qui contrôlent les systèmes turbiditiques sont la tectonique, la nature des apports, l'eustatisme et le climat. En domaine de marge active, le facteur prédominant est essentiellement la tectonique. Celle-ci aura un impact sur la morphologie du plateau continental (et/ou insulaire) et du bassin ainsi que sur le déclenchement des courants de turbidité et la déstabilisation de pente.

Un second facteur associé aux courants superficiels peut aussi influencer ces courants de turbidité. En effet, au niveau des plateaux continentaux et insulaires, les courants tidaux et littoraux peuvent améliorer l'alimentation des têtes de canyon en redirigeant les apports sédimentaires vers le bassin (*e.g.* *Romans et al.*, 2009).

En revanche dans les bassins profonds, les courants de fonds ou de contours peuvent intervenir en agissant sur les accumulations distales des systèmes turbiditiques. Ils peuvent localement avoir un rôle dans l'organisation des dépôts en pied de pente et remanier partiellement ou totalement les dépôts pour former les contourites (*e.g. Carter et al., 2004*).

Chapitre II

La zone des Petites-Antilles

Ce second chapitre a pour objectif de présenter la zone de subduction des Petites-Antilles dans son ensemble et la géologie de son avant-arc avec un zoom particulier au niveau de la zone d'étude, l'archipel guadeloupéen.

II.1. La subduction des Petites Antilles

La subduction des Petites Antilles est marquée par la subduction vers l'Ouest de la lithosphère océanique des plaques Nord et Sud Amérique sous la plaque Caraïbienne, à une vitesse lente de 18-20km/Ma et selon un déplacement vers l'Ouest de direction N79°E dans le référentiel Nord-Américain (*Dixon and Mao, 1997 ; DeMets et al., 2000 et Dixon et al., 1998*). Les frontières de la plaque Caraïbe sont matérialisées par deux grandes zones transformantes, sénestre au Nord de Porto Rico et dextre, au Sud vers Trinidad (*Stein et al., 1982*) ([Figure II.1](#)). Le Sud de la zone de subduction est marqué par un volumineux prisme d'accrétion sédimentaire de la Barbade où il culmine à + 340 m sur l'île du même nom. Ce prisme présente une largeur qui varie du Nord au Sud de 40 km à 300 km et une épaisseur qui passe de 7 km à 20 km. Son épaisseur s'amointrit ensuite plus au Nord au niveau de la fosse de Porto Rico (*Peter and Westbrook, 1976*) ([Figure II.1](#)).

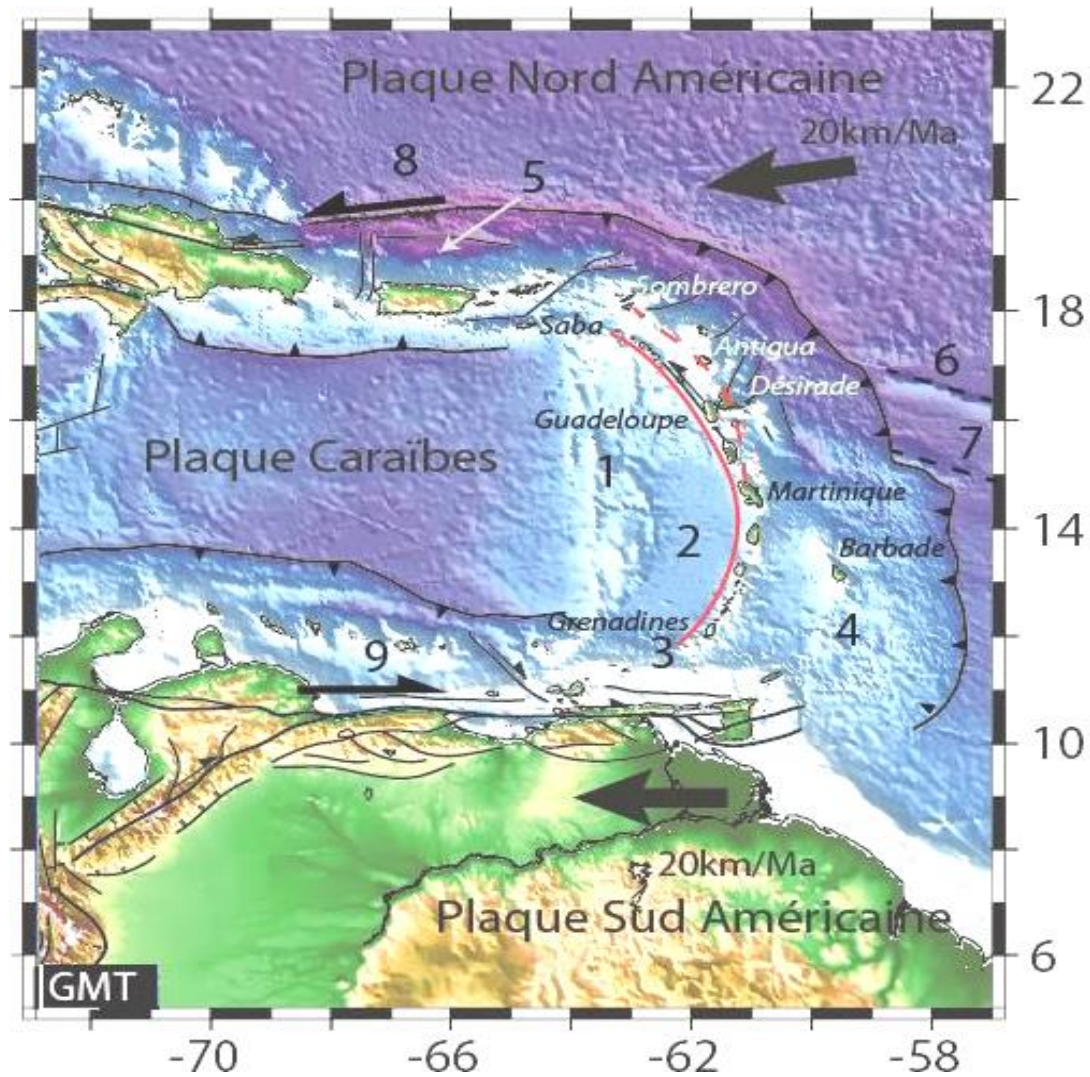


Figure II.1 Carte de la zone de subduction des Petites-Antilles. 1 Ride d'Aves. 2. Bassin de Grenade. 3. Arc des Petites-Antilles. 4. Prisme d'accrétion de la Barbade. 5. Fosse de Porto Rico. 6. Ride de Barracuda. 7. Ride de Tiburon. Demi-flèche noire : 8. et 9. Respectivement Faille Orientale et Septentrionale (Système décrochant sénestre) et El Pilar–Central Range Fault zone (système décrochant dextre). *Pindell and Barrett (1990); Heubeck and Mann (1991), Mann et al. (1995) et Weber et al., 2001*. Ligne rouge : tracé de l'arc volcanique actuel. Ligne rouge pointillée : tracé de l'arc externe inactif. Flèches noires vecteurs de la direction de la subduction pour les plaques nord et sud-américaines. La bathymétrie globale d'après *Sandwell and Smith (1997)*.

II.1.1. L'arc des Petites-Antilles

L'arc des Petites Antilles s'étend du Nord au Sud sur environ 850 km, de Grenade au Sud jusqu'à Anguilla au Nord. Il est parallèle au front de subduction et a un rayon de courbure d'environ 450 km. Les Petites Antilles sont décrites comme un arc double qui se subdivise au nord de la Martinique en deux alignements d'îles subparallèles (*Martin-Kaye et al.*, 1969 ; *Westercamp et al.*, 1979) ([Figure II.2](#)):

- Un arc actif à l'Ouest (arc actuel) nommé « Antilles Volcaniques » (*Bouysse*, 1979, 1988 ; *Bouysse et al.*, 1985; *Bouysse and Westercamp*, 1990) qui se compose du Sud au Nord des îles de la chaîne volcanique active : Grenade, St-Vincent, St-Lucie, Martinique, Dominique, Basse-Terre de Guadeloupe, Montserrat, Redonda, Nevis, St-Kitts , St-Eustache et Saba.
- Un arc inactif paléogène (arc ancien) à l'Est, variant entre 10-50 km à l'Est du précédent et en position d'avant-arc. Cet arc est recouvert de plates-formes carbonatées d'âge miocène et plio-quaternaire (« Antilles Calcaires »). Il comprend la Grande-Terre de Guadeloupe, Antigua, St. Barthélémy, St. Martin, Anguilla et Sombrero (*Gunn and Roobol*, 1976 ; *Andreieff et al.*, 1981; *Andreieff et al.*, 1983 ; *Davidson et al.*, 1993). En position d'avant-arc, ces plates-formes carbonatées d'eau peu profonde (0-300m de bathymétrie max.) sont susceptibles d'enregistrer les mouvements verticaux récents de l'avant-arc en réponse aux processus de subduction comme le cycle sismique (~ centaine d'années, moyen terme).

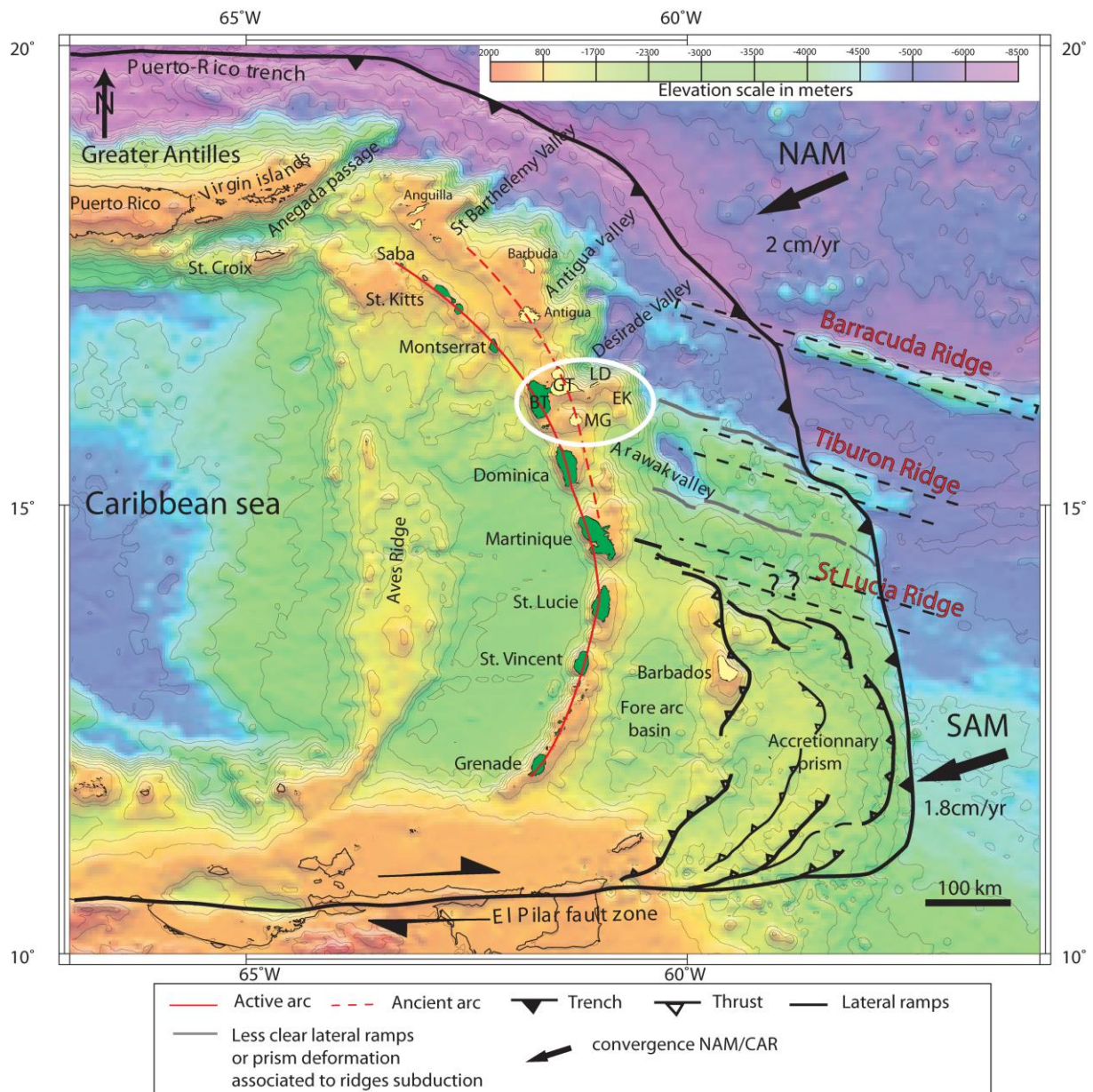


Figure II.2 Carte bathymétrique de la zone de subduction des Petites-Antilles, modifiée d'après *Feuillet* (2000) et *Feuillet et al.* (2002). Contour bathymétrique 500m d'après *Sandwell and Smith* (1997). Taux de convergence d'après *DeMets et al.* (2000). Ligne rouge continue : Arc interne actif. Ligne rouge pointillée : Arc externe inactif en position d'avant-arc. Contour jaune : Plates-formes carbonatées peu profondes (*Bouysse*, 1988). En vert : Les îles volcaniques de l'arc interne actif. Les lignes pointillées noires représentent les rides topographiques des zones de fractures médio-atlantiques : Ride de Barracuda, Ride de Tiburon et Ride de Sainte-Lucie d'après *Bouysse and Westercamp* (1990). L'ellipse blanche : Archipel des îles de Guadeloupe, BT : Basse-Terre, GT : Grande-Terre, MG : Marie-Galante, LD : La Désirade et le haut-fond EK : l'Eperon Karukéra.

L'origine du retrait de l'arc volcanique vers l'Ouest reste débattue. Pour certains auteurs, il serait lié à un changement de pendage de la plaque subduite, induit par l'accrétion d'un corps isostatiquement compensé (*McCann et Sykes, 1984*).

En effet, *Bouysse and Westercamp (1990)* développent l'hypothèse initialement présentée par *Westbrook and McCann (1986)* selon laquelle une ride à forte flottabilité (compensée) serait entrée en collision dans l'avant-arc et aurait généré une rupture du slab. Cet événement majeur aurait provoqué une surrection généralisée de l'avant-arc et un arrêt du volcanisme. Le pendage plus faible du panneau subduit après la rupture expliquerait la reprise du volcanisme plus à l'ouest au cours du Néogène, dans la seconde moitié nord des Petites Antilles ([Figure II.3](#)). Ce recul aurait eu lieu entre l'Oligocène et le Miocène Inférieur (*Bouysse and Westercamp, 1990*). Pour *Bouysse and Mascle (1994)*, ce saut se traduirait par une discordance majeure dans le domaine avant-arc identifié sur les profils pétroliers. Toutefois cette discordance demeure mal contrainte dans le temps et l'espace à l'échelle des Petites Antilles, bien qu'elle puisse témoigner d'une mise en compression de l'avant-arc et de la surrection de celui-ci ([Figure II.2](#) et [Figure II.3](#)).

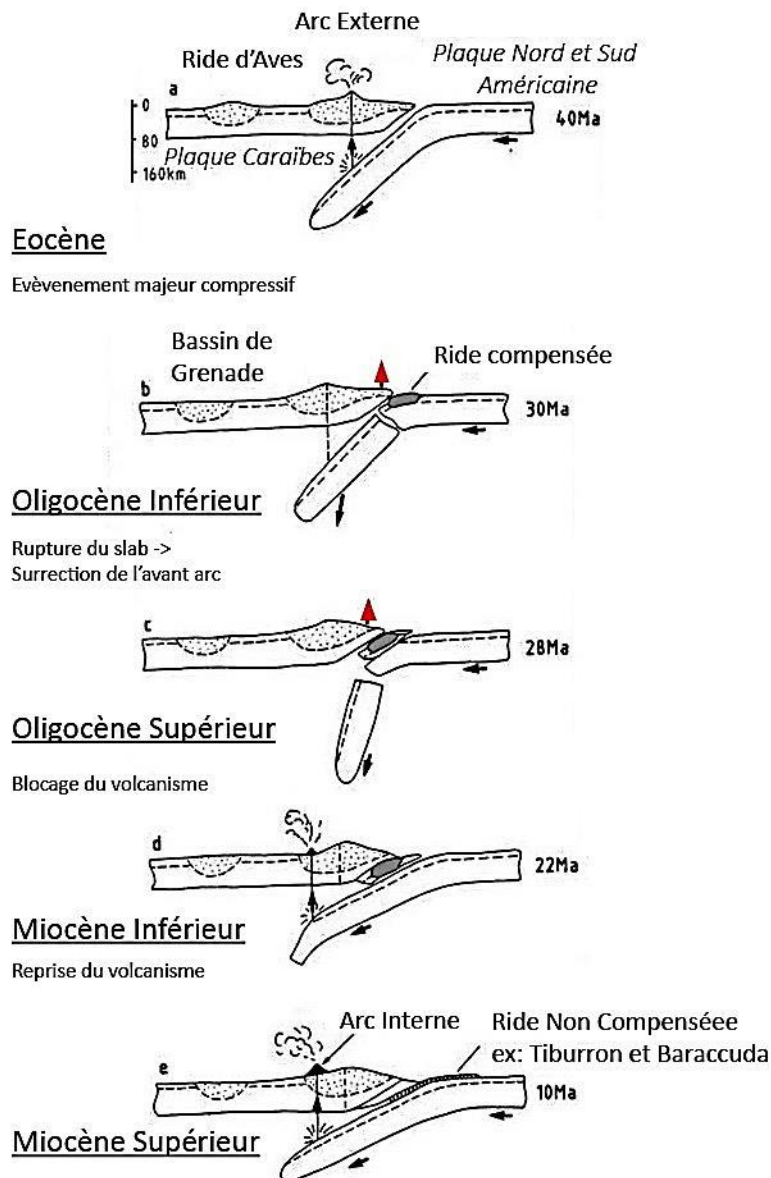


Figure II.3 Évolution du Nord des Petites-Antilles depuis l'Éocène (40Ma). Modifié après Bouysse et Westercamp 1988. a. Arc Externe (Ancien) en activité du début de l'Éocène au milieu de l'Oligocène. La ride d'Aves correspond à l'arc rémanent qui s'est séparé des Petites-Antilles lors de l'ouverture du bassin arrière-arc de Grenade au Paléocène (Bouysse et al., 1988). b. Au milieu de l'Oligocène arrive au front de la zone de subduction une anomalie topographique compensée correspondant à une ride océanique, arrive au front de la zone de subduction produisant une rupture du slab. c. Collision de la ride compensée avec l'avant-arc entraînant une surrection de tout l'avant-arc. Détachement dans l'asthénosphère du slab et initiation d'un nouveau slab. d. Au Miocène Inférieur (Burdigalien), on observe la mise en place d'un nouvel arc volcanique, formant l'arc Interne (récent) après un saut de subduction vers l'ouest dont l'origine est liée au changement du plan de Benioff. e. De la fin du Néogène à l'Actuel, on observe la subduction de ride asismique non compensée de type Barracuda et Tiburon.

Les campagnes de sismique profonde (*Bangs et al.*, 2003; *Christeson et al.*, 2003) et de tomographique par sismique réfraction 3D (*Kopp et al.*, 2011 ; *Evain et al.*, 2011 ; *Laigle et al.*, 2013) menées au large de l'archipel guadeloupéen (*Figure II.2*), ont révélées que seul un faible volume de matériel a été accrété à la marge en profondeur sous le prisme (*Figure II.4*). Ces observations laissent perplexe face à la modification du régime tectonique de la marge proposée par *Bouysse and Westercamp* (1990) et posent la question du rôle des rides dans les modifications du comportement de la marge antillaise.

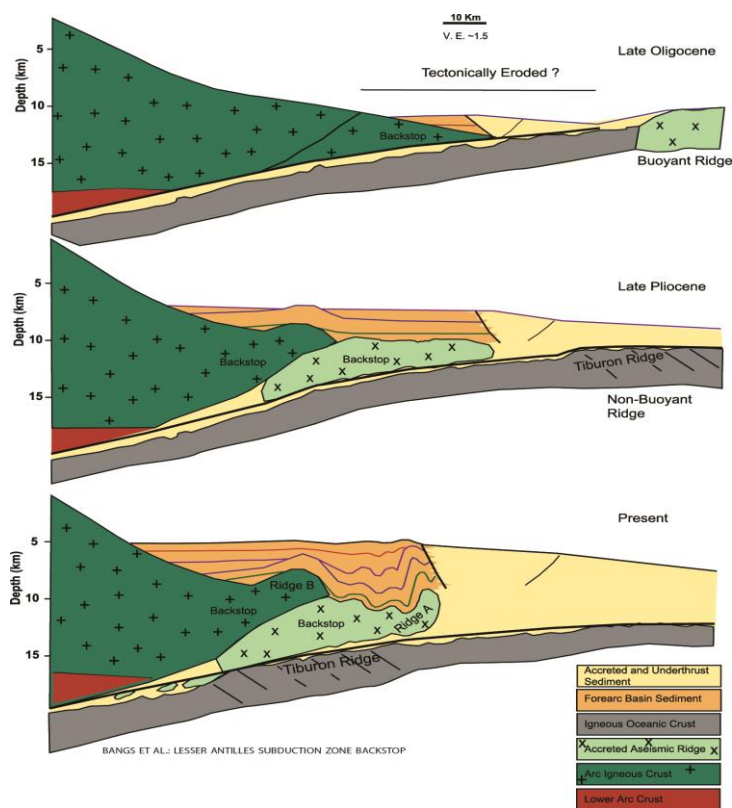


Figure II.4 Schéma interprétatif de l'histoire de la collision d'une ride asismique et de la déformation du butoir de la zone de subduction des Petites-Antilles à la latitude de la Guadeloupe. Extrait de *Bangs et al.*, 2003 et *Christenson et al.*, 2003. Ces auteurs proposent que le butoir avait évolué avec la collision de deux types de rides (compensée et non compensée), produisant une déformation des sédiments à l'aplomb des rides. Il en résulte une transition entre le prisme d'accrétion (en jaune) et les sédiments de l'avant-arc (en orange). La géométrie du butoir conduit la subduction des sédiments du prisme sous celui-ci.

II.1.1. Modèle tectonique Actuel de l'arc et de l'avant-arc

La zone de subduction antillaise s'incurve vers l'Ouest, depuis sa partie centrale vers le Nord ([Figure II.1](#), [Figure II.4](#), [Figure II.5](#)). Cette morphologie engendre un mouvement relatif des plaques évoluant depuis une convergence quasi-frontale à la latitude de l'archipel guadeloupéen, à une convergence oblique le long de la fosse de Porto Rico. L'obliquité croissante de la subduction vers le Nord-Ouest provoque un partitionnement de la déformation à l'origine d'un décrochement sénestre au niveau de l'arc et d'une extension parallèle à l'arc. Cette extension est accommodée par des failles normales transverses au front de subduction formant des bassins d'effondrement dans le domaine avant-arc (*Feuillet et al.*, 2002, 2004 et 2011). Dans ce contexte, le Bassin de Marie-Galante d'orientation WNW-ESE, qui entoure l'archipel guadeloupéen, est interprété structuralement comme le graben le plus méridional d'un système en queue-de-cheval. Ce dernier amortit vers le Sud le mouvement transtensif sénestre accommodé le long de l'arc (*Bouysse et al.*, 1988; *Chabellard et al.*, 1986; *Grellet et al.*, 1988 ; *Feuillet et al.*, 2002 et 2010) ([Figure II.5](#)).

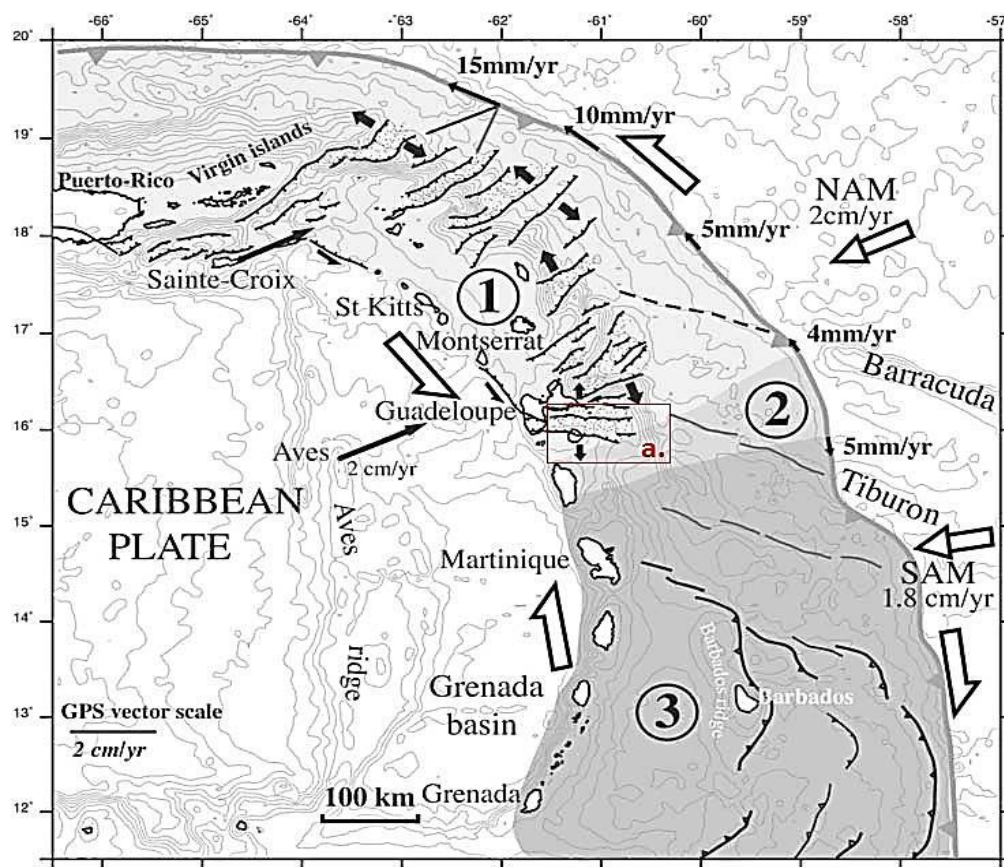


Figure II.5 Modèle tectonique des Petites-Antilles d'après *Feuillet et al.*, 2002. Contour bathymétrique de 500m de *Smith and Sandwell* (1997). L'analyse structurale du prisme est basée sur l'analyse morpho-structurale de la bathymétrie et de la topographie. (a.) Bassin de Marie-Galante : graben d'orientation WNW-ESE marquant la fin du système en queue de cheval. Les flèches noires le long du front du prisme d'accrétion correspondent au mouvement relatif entre NAM/CAR (*DeMets et al.*, 2000). Les flèches blanches correspondent aux mouvements relatifs entre NAM/CAR et SAM/CAR (*Weber et al.*, 2001). Les mouvements relatifs GPS sont mesurés à partir des îles Aves et Saint Croix (*DeMets et al.*, 2000). Les directions d'extension déduites des géométries des failles sont indiquées par les doubles flèches noires. Les demi-flèches noires indiquent les mouvements décrochants des failles. *Feuillet et al.*, 2002 distinguent trois zones. Zone (1) : gris clair, zone en cisaillement extensif senestre. Zone (2) : zone de transition. Zone (3) : en gris foncé, zone en convergence oblique dextre. Les demi-flèches blanches indiquent les mouvements sénéstres et dextres le long de la fosse.

II.1.1.1. Structure profonde de l'arc et de l'avant-arc : modèles gravimétrique et magnétique.

La compilation des données gravimétriques et magnétiques acquises pendant les 40 dernières années propose un modèle structural profond de la zone centrale des Petites Antilles de Sainte-Lucie à Antigua. Au niveau régional, les valeurs gravimétriques sont négatives et permettent de définir deux zones en subsidence (*Gailler et al., 2013*). La première est parallèle à la direction de l'arc ($\sim N160^\circ E$) à l'Est tandis que la seconde est orientée parallèlement aux rides de Barracuda, Tiburon et Sainte-Lucie ($N130 \pm 5^\circ E$) au large de la Dominique. Néanmoins, le long de l'avant-arc interne, une anomalie positive est identifiée au niveau de l'Éperon Karukéra (Inner Fore-Arc, *Evain et al., 2011*) où le socle est le moins profond. Les structures identifiées grâce aux anomalies des modèles gravimétriques et magnétiques sont reportées sur la [Figure II.6](#).

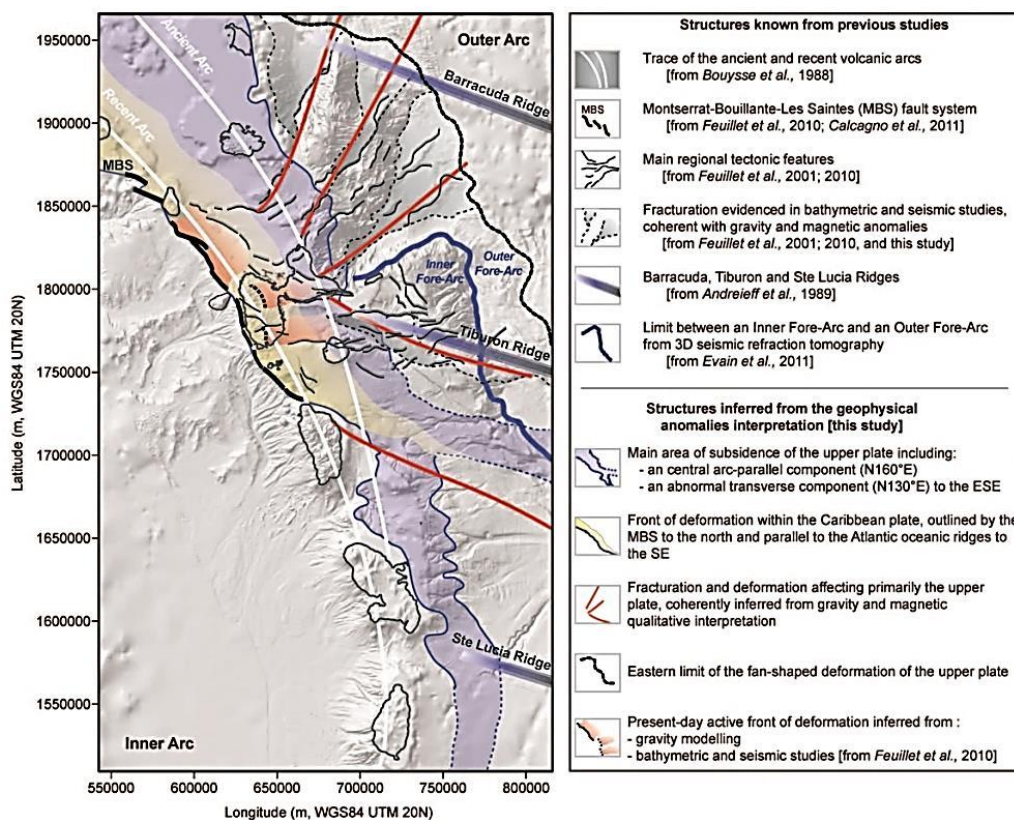


Figure II.6 Synthèse structurale et analyse structurale profonde de l'arc et de l'avant-arc d'après les modèles gravimétrique et magnétique d'après *Gailler et al., 2013*.

II.1.2. La plaque chevauchante : La plaque Caraïbe

La plaque Caraïbe correspond aujourd'hui à un large plateau océanique d'âge Crétacé Supérieur (90 Ma), de composition mafique à ultra-mafique. Sa structure sous la marge est proposée par *Kopp et al.* (2011) (Figure II.7). Ces auteurs montrent que la croûte caribéenne est épaissie et se divise en trois couches : une croûte inférieure d'une épaisseur de 10 km correspondant au Plateau Caraïbe, une croûte intermédiaire d'une dizaine de kilomètres et une croûte supérieure variant de 4 à 7 km. Ainsi, son épaisseur varie de manière inégale le long de l'avant-arc entre 8 et 24 km (profondeur du MOHO) (*e.g.* *Edgar et al.*, 1971 ; *Mauffret and Leroy*, 1997 ; *Sinton et al.*, 1998, *Kerr et al.*, 2003). La croûte supérieure aurait comme origine un arc volcanique jurassique plissé et déformé comme le socle observé à La Désirade (*Bouysse et al.*, 1983 ; *Corsini et al.*, 2011 ; *Lardeaux et al.*, 2013). Il en résulterait que la plaque chevauchante présente les caractéristiques d'une croûte océanique particulièrement épaissie dans le système de subduction océan-océan des Petites Antilles. L'ensemble de cette croûte est recouvert de bassins sédimentaires volcano-détritiques et de plates-formes carbonatées.

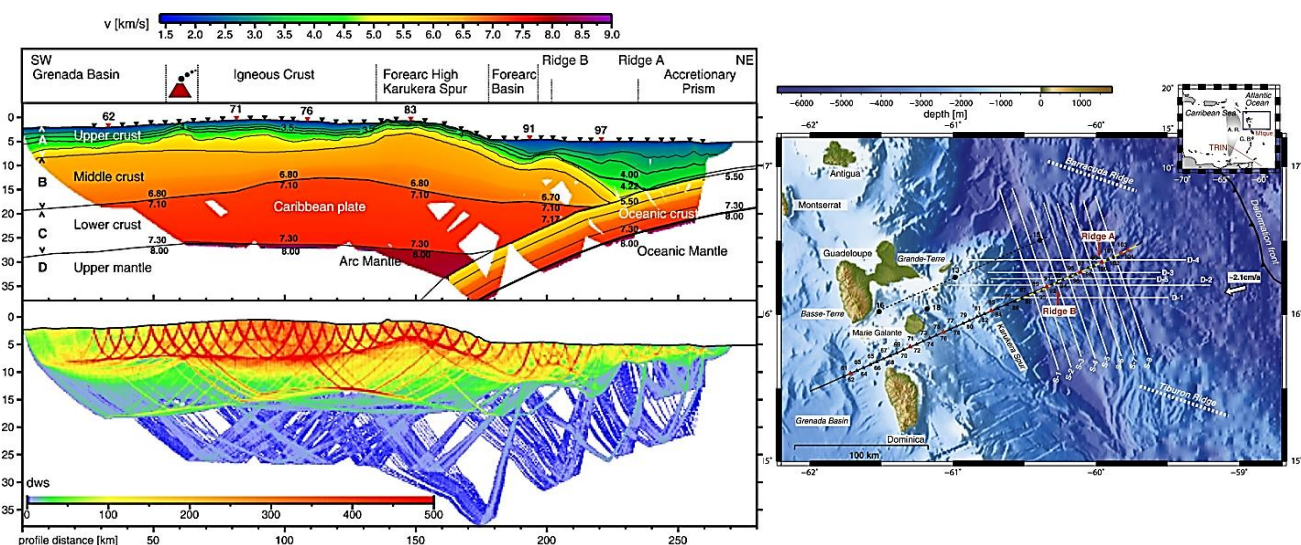


Figure II.7 Coupe de sismique réfraction perpendiculaire à la zone de subduction d'après *Kopp et al.*, (2011). A gauche : Elle recoupe d'Est en Ouest, le domaine du prisme d'accrétion, l'avant-arc au niveau de l'archipel guadeloupéen (Eperon Karukéra, Bassin de Marie-Galante, marge sud Marie-Galante), l'arc actif (au Sud du plateau des Saintes) et le bassin de Grenade. L'analyse des vitesses de propagation permet de diviser la croûte en trois couches et révèle une épaisseur de près de 25 km à cette latitude. A droite : localisation de la coupe au niveau de l'archipel guadeloupéen.

Plusieurs travaux tendent à que montrer la croûte caribéenne s'est formée dans la zone Pacifique avant sa migration vers l'Est et sa mise en place entre les deux Amériques. Cette hypothèse est confortée par la présence de fragments de plateaux océaniques crétacés supérieurs accrétés à l'Ouest de l'Équateur lors de la collision du plateau Caraïbe avec la marge sud-américaine (*Kerr et al.*, 1996 ; *Spikings et al.*, 2005, *Luzieux et al.*, 2006 ; *Vallejo et al.*, 2006) ou encore la présence de faunes « pacifiques » au sein de la plaque (*e.g.* *Montgomery et al.*, 1994 ; *Baumgartner et al.*, 2004 ; *Cordey et Cornée*, 2009). Cependant d'autres travaux proposent une origine autochtone de la plaque Caraïbe. Selon eux, elle se serait formée à l'ouest de sa position actuelle tout en restant entre les plaques nord et sud-américaines (*Giunta and Oliveri*, 2009 et *James*, 2009). Actuellement, elle est intrudée de roches mésozoïques liées au magmatisme de l'arc actuel et de l'arc ancien (*Torrini et al.*, 1989).

II.1.2.1. Évolution de la plaque Caraïbe : modèle "Pacifique".

La séparation des deux Amériques se traduit par la formation de croûte océanique proto-Caraïbe entre -160 Ma et -70 Ma (fin du Campanien) (*Pindell and Kennan*, 2009). Côté Pacifique, la plaque océanique Farallon (proto-Pacifique) subduit sous les bordures ouest des plaques Nord et Sud Américaines, depuis le début du Trias. Au Crétacé, l'arc volcanique appelé "Grand Arc de la Caraïbe" se met en place, en incluant l'arc volcanique des futures Grandes et Petites Antilles, sur la bordure ouest de la plaque proto-Caraïbe. L'histoire mésozoïque de la Plaque Caraïbe implique alors une inversion de la polarité de la subduction au cours du Crétacé. La problématique majeure de l'histoire de la plaque Caraïbe porte sur la polarité de la subduction lors de la formation du "Grand Arc de la Caraïbe", à savoir s'il s'est formé au cours de la subduction vers l'Est de la lithosphère Pacifique ou lors de la subduction vers l'Ouest de l'Océan proto-Caraïbe.

Cette ambiguïté a des implications directes quant au mécanisme à l'origine du plateau Caraïbe. Dans une première hypothèse, ce dernier se serait formé sur la plaque Farallon, probablement à l'aplomb du point chaud des Galápagos, puis aurait migré vers le Nord-Est avant d'entrer en collision avec le "Grand Arc de la Caraïbe" à la fin du Crétacé (*Sinton et al.*, 1998 ; *Kerr et al.*, 1999). Cette collision aurait alors provoqué l'inversion de la

polarité et l'initiation d'une subduction vers l'Ouest de la lithosphère proto-Caraïbe (*e.g.* *Duncan and Hargraves*, 1984 ; *Burke*, 1988 ; *White et al.*, 1999 ; *Thompson et al.*, 2003 ; *Kerr et al.*, 2003, *Mann et al.*, 2007 ; *Hastie and Kerr*, 2010). Une seconde hypothèse se base sur la possibilité d'une inversion plus ancienne de la polarité de la subduction au Crétacé Inférieur (Albien/Aptien : 125–99.6 Ma) (*e.g.* *Lebron and Perfit*, 1994 ; *Kesler et al.*, 2005 ; *Escuder Viruete et al.* 2007 ; *Marchesi et al.*, 2007 ; *Pindell and Kennan*, 2009 et *Corsini et al.*, 2011). Dans ce cas, le "Grand Arc de la Caraïbe" serait essentiellement issu de la subduction vers l'Ouest de lithosphère proto-Caraïbe. Celle-ci, alors toujours dans un stade d'ouverture actif, pourrait avoir créé une fenêtre de slab, qui aurait favorisé un fort taux de fusion partielle de l'asthénosphère, expliquant ainsi l'épaississement important de la croûte qui caractérise le plateau Caraïbe (*Pindell et al.*, 2006).

La synthèse la plus récente de l'évolution de la zone Caraïbe du Crétacé moyen à l'Actuel est proposée par *van Benthem et al.* (2013) ([Figure II.8](#)). Selon ces auteurs, la structure du manteau ne permet pas de discriminer entre une origine «intra-Amériques "et une" origine Pacifique "de la plaque Caraïbe. Néanmoins, *Corsini et al.*, (2011) révèlent deux épisodes compressifs majeurs datés du Crétacé Inférieur sur le socle de l'île de La Désirade. Ces auteurs identifient un raccourcissement et un épaississement tectoniques, associés à un métamorphisme (faciès schiste vert) d'âge Albien. Ils montrent que ces événements sont en relation avec la collision entre un plateau océanique pacifique (Aptien-Albien) et le Plateau Caraïbe lors de la subduction Pacifique. Cette collision serait alors à l'origine de l'inversion de la polarité de la subduction au Crétacé Inférieur.

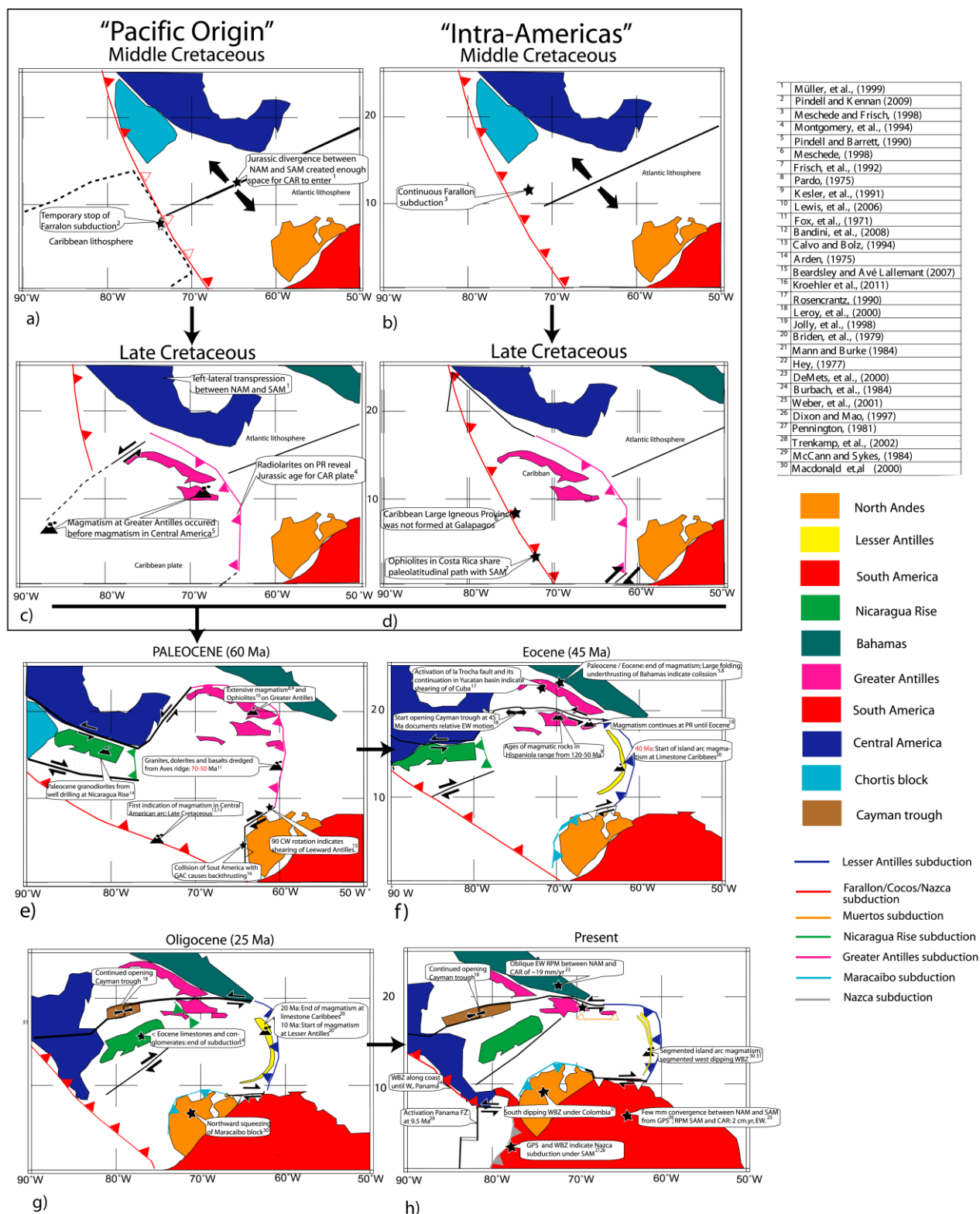


Figure II.8 Évolution géodynamique schématique de la plaque Caraïbe selon les modèles Pacifique et intra-Amérique, modifiée d'après *van Benthem et al. (2013)*. Les bulles de texte correspondent aux arguments géologiques et aux interprétations des précédents auteurs.

II.1.2.2. La Désirade : Une relique de l'histoire de la plaque Caraïbe

Localisée au front de la subduction des Petites-Antilles, l'île de la Désirade est la seule zone où le substratum des Petites Antilles affleure ([Figure II.9](#)). Ce substratum se compose de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires du Jurassique (153-145 Ma) et du Crétacé (*Fink et al.*, 1972 ; *Westercamp et al.*, 1980 ; *Bouysse et al.* 1983 ; *Mattinson et al.*, 2008 ; *Cordey and Cornée*, 2009 et *Corsini et al.*, 2011).

Les modèles d'évolution de la plaque Caraïbe proposés montrent que son socle est formé de roches qui pré-datent de l'inversion de la polarité de la subduction. L'étude de la formation et la préservation de ces roches au front de la subduction pourraient permettre de mieux comprendre l'évolution de la plaque Caraïbe. Cependant, jusqu'à présent, les conclusions des différentes études réalisées se contredisent et évoquent plusieurs origines possibles des roches du socle de l'île de La Désirade. Pour *Mattinson et al.* (2008) et *Montgomery and Kerr* (2009), elles correspondent aux restes d'une ride médio-océanique Pacifique alors qu'il pourrait s'agir de reliques d'un arc volcanique submergé selon *Bouysse et al.*, (1983) et *Cordey and Cornée* (2009). Dans l'étude la plus récente, *Neill et al.* (2010) proposent que les roches de l'île de La Désirade appartiennent à l'ancien socle d'une ride océanique de bassin d'arrière arc, laquelle coïnciderait avec le lieu d'initiation de la subduction de l'Océan proto-Caraïbe, expliquant ainsi qu'une partie du socle ait pu être conservée au front de subduction. Les études de *Cordey and Cornée* (2009), *Neill et al.* (2010), *Corsini et al.* (2011) divergent sur l'origine du socle de La Désirade mais favorisent une subduction vers l'Est au cours du Crétacé et une inversion de polarité au milieu ou à la fin du Crétacé. De plus, ils suggèrent que les chevauchements dans le socle de La Désirade ont un rôle important dans l'épaississement de la plaque Caraïbe. Ainsi, le socle affleurant à La Désirade correspondrait à une relique exhumée de l'arc actif des Petite-Antilles. Les chevauchements à faible pendage (Albien) dans le socle de l'île et les zones de cisaillement ductile sont des structures qui ont été réactivées par le régime tectonique actuel (*Corsini et al.*, 2011 et *Lardeaux et al.*, 2013). Le substratum de La Désirade a une histoire ancienne antérieure à la subduction des Petites Antilles. Le modèle de *Pindell et al.* (2010) propose un schéma de mise en place de la Désirade du Crétacé Supérieur (Maastrichtien) à l'Actuel, lors de la migration des terraines de Tobago, Margarita et Villa de Cura vers le Sud ainsi que leurs collision Paléogène avec la marge vénézuélienne ([Figure II.9](#)).

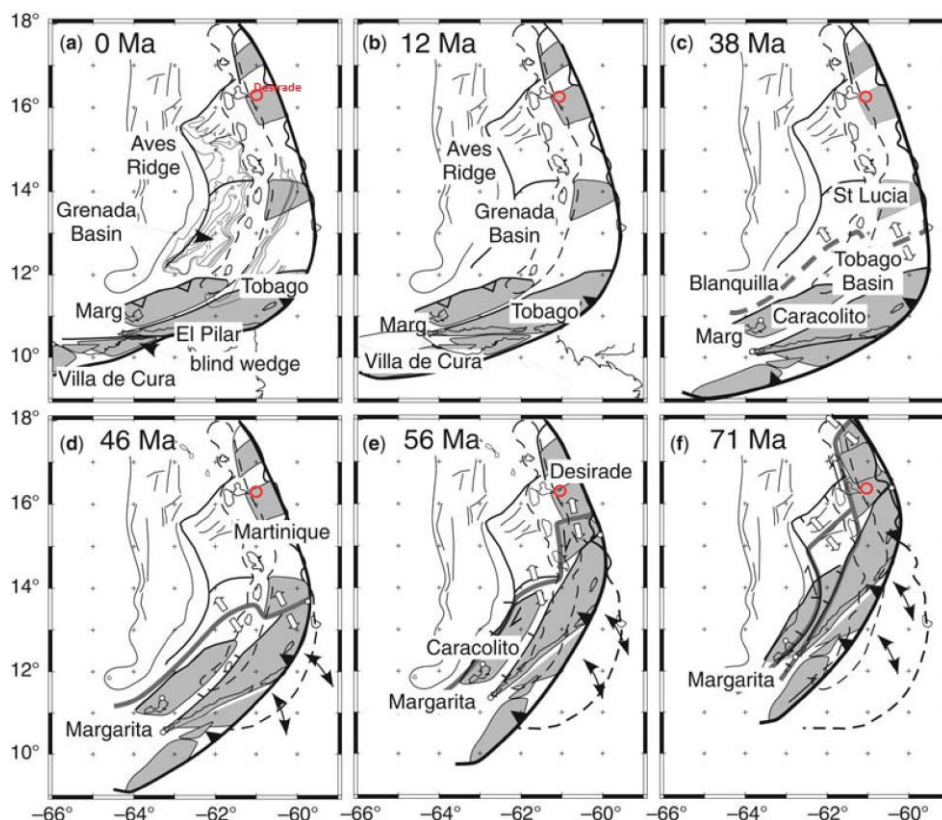


Figure II.9 Reconstitution paléogéographique de la zone des Petites Antilles du Crétacé à l'Actuel, modifié d'après Pindell *et al.*, 2010. La position de la Désirade dans l'archipel est notée d'un cercle rouge.

II.1.3. La plaque plongeante : Les plaques Nord et Sud Amérique (NAM/SAM)

II.1.3.1. Âges et sédimentation

Le plancher océanique au front du prisme de la Barbade s'approfondit vers le Nord passant d'une profondeur de 3000m jusqu'à 8000m, au niveau de la fosse de Porto Rico. L'épaisseur sédimentaire décroît vers le Nord avec une épaisseur de l'ordre de 7 à 8 km vers 11°N (Peter et Westbrook, 1976) diminuant jusqu'à 500m vers la ride de Barracuda vers 16,5°N. Les anomalies magnétiques situées au large des Petites-Antilles permettent de dater la lithosphère atlantique. L'anomalie 34 qui entre en subduction face à l'île de Barbuda indique un âge de 84 Ma (Santonien-Campanien). Au large de la Guadeloupe, le forage DSDP n°543 (Leg. 78A ; Moore and Biju-Duval, 1984), situé proche de l'intersection de la bordure nord de la ride Tiburon et du front de déformation, a permis de dater les premiers sédiments

qui tapissent le plancher océanique à la limite du Campanien et du Maastrichtien, confirmant les interprétations des anomalies magnétiques. Au Sud-Est de l'île de la Barbade, les anomalies magnétiques révèlent une croûte océanique plus ancienne datant de la fin du Jurassique-début du Crétacé et probablement issue d'une précédente phase d'accrétion océanique associée à l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud (*Westbrook et al.*, 1984).

II.1.3.2. Rides océaniques : Barracuda et Tiburon

Les zones de fractures qui affectent la surface de la lithosphère atlantique sont matérialisées par une succession de rides et de dépressions (*Roest et Collette*, 1986). Une série de trois rides, orientées WNW et NW, s'exprime particulièrement dans la bathymétrie face à la subduction antillaise (*Figure II.10*). Les rides de Barracuda et de Tiburon ont une expression topographique à l'Est du front de déformation (*Figure II.11*). La ride de Ste Lucie, située plus au Sud, est enfouie sous les sédiments du prisme d'accrétion et n'a été identifiée qu'à partir de données gravimétriques et de sismique réflexion (*Westbrook*, 1975, *Peter et Westbrook*, 1976 et *Bowin*, 1976). Ces trois rides forment des reliefs d'environ 30 à 50 km de large s'élevant entre 2000 et 3000 m au-dessus du niveau des plaines abyssales. Elles sont associées à des anomalies gravimétriques positives indiquant qu'elles ne sont pas compensées isostatiquement (*Birch*, 1970 ; *Bowin*, 1980 ; *Moretti and Ngokwey*, 1985 ; *Westbrook and McCann*, 1986 ; *Maury et al.*, 1990 ; *Sandwell and Smith*, 2009 et *Gailler et al.*, 2013). Néanmoins, leur structure profonde n'est pas connue et reste encore à préciser. Les données de gravimétrie permettent de suivre la continuité des rides de Barracuda et de Tiburon dans l'avant-arc sous les îles de Barbuda et de La Désirade. Les valeurs positives de gravimétrie à l'air libre, à l'aplomb de ces îles, sont relativement élevées, soit d'environ 250 mGal comparée à 150 mGal dans le reste de l'arc (*Figure II.10*). Ces rides entrent obliquement dans la subduction antillaise (*McCann and Sykes*, 1984) et balayent l'ensemble de l'arc et de l'avant-arc depuis 13 Ma (*Pichot et al.*, 2012). Elles correspondent à des zones de failles transformantes médio-atlantiques réactivées au large des Petites Antilles par le mouvement de convergence entre les plaques Nord et Sud Amérique au cours du Néogène (*Roest and Collette*, 1986 ; *Müller and Smith*, 1993 ; *Patriat et al.*, 2011 ; *Pichot et al.*, 2012) (*Figure II.10*). Elles sont l'expression de la limite diffuse en compression des plaques Nord et

Sud-américaine (*Patriat et al., 2011* et *Pichot et al., 2012*). Elles déforment le prisme d'accrétion (*Bouysse and Westercamp, 1990 ; McCann and Sykes, 1984 ; Westbrook and McCann, 1986 ; Bangs et al., 2003 ; Christenson et al., 2003* et *Wallace et al., 2003*) et segmentent l'avant-arc externe (*Laigle et al., 2013*).

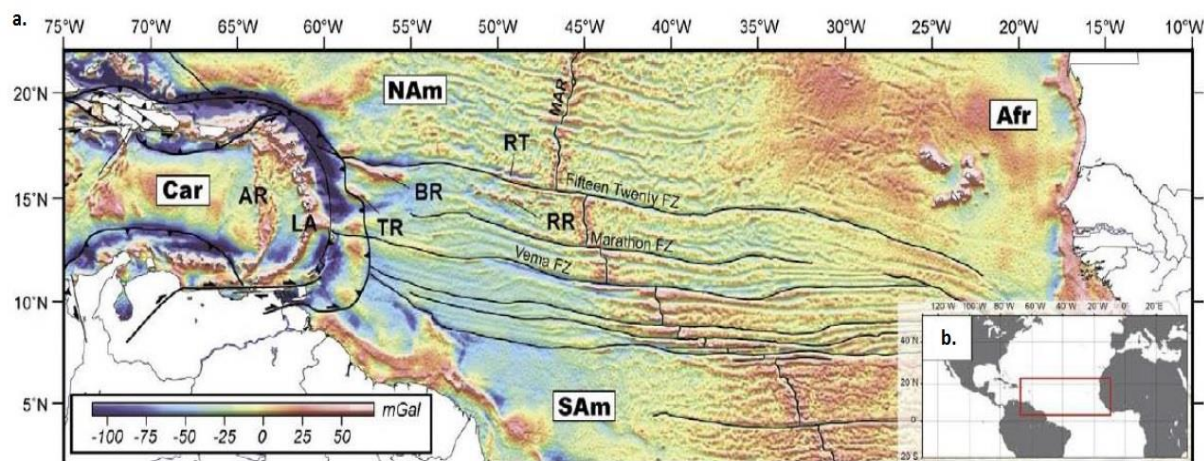


Figure II.10 Carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (*Sandwell and Smith, 2009*) et localisation des zones de fractures (failles transformantes) du domaine atlantique entre les plaques Nord Amérique (NAM), Sud Amérique (SAM), Africaine (AF). Les rides de Tiburon (TR) et Barracuda (BR) réactivées au Néogène. CAR : Plaque Caraïbe. AR : Ride d'Aves. LA : Petites-Antilles, RT Fosse Royal et RP : Ride de Researcher.

II.1.3.2.1. Rôles des rides de Tiburon et Barracuda sur la déformation de la zone des Petites Antilles

L'absence de racine crustale profonde sous les rides de Tiburon et Barracuda impliquerait que celles-ci n'auraient qu'un impact local sur l'ensemble de la zone avec un soulèvement de 220 m maximum (*Stein et al., 1982*). Néanmoins, *Bouysse and Westercamp* (1990) résument les principales caractéristiques morphologiques de ces rides et discutent de leur impact sur l'arc insulaire. En effet, ces rides limitent la dispersion des sédiments vers le Nord et déforment le prisme d'accrétion au contact avec le front de subduction. Par exemple, à la latitude de l'archipel guadeloupéen, la ride de Tiburon présente une hauteur moyenne de 1500 m et une longueur de 150 km pour une largeur de 30 à 40 km (*Figure II.11*). La subduction de celle-ci entraîne une inflexion de la trace des sédiments du prisme de la Barbade jouant le rôle de barrière sédimentaire (*Westbrook, 1982*). Selon d'autres auteurs

ces rides, surélèveraient modérément l'extrémité de la plaque supérieure, intensifieraient l'activité hydrothermale et sismique (e.g. *McCann et al.*, 1982) et perturberaient l'activité volcanique.

En profondeur, les profils de sismique réflexion et réfraction montrent que cette ride déforme le butoir crustal de la plaque chevauchante ainsi que le prisme (*Bangs et al.*, 2003; *Evain et al.*, 2011; *Kopp et al.*, 2011, *Laigle et al.*, 2013) ([Figure II.11](#)). Elles pourraient être responsables de la surrection et de l'émersion d'âge Plio-Quaternaire des îles de l'avant-arc les plus externes comme La Désirade, Marie-Galante, la Grande-Terre, Antigua et Barbuda (*Bouysse et Garrabé*, 1984 ; *Westbrook et McCann*, 1986 ; *McCann et Sykes*, 1984 et *Münch et al.*, 2014) ([Figure II.2](#) et [Figure II.4](#)). Bien qu'elles soient identifiées comme des aspérités dans le chenal de subduction, l'effet de l'entrée en subduction de ces rides reste peu décrit et non quantifié en ce qui concerne la déformation de l'avant-arc interne. Récemment, *Münch et al.* (2014) proposent que le balayage de la ride de Tiburon soit à l'origine d'érosion de la marge antillaise entraînant une subsidence continue de l'avant-arc. Cette subsidence longue terme (Ma) serait interrompue par des épisodes d'émersions rapides enregistrées au niveau des îles calcaires de l'archipel guadeloupéen à l'image des processus observée par *Vannucchi et al.* (2004) et (2013) sur les marges guatémaltèque et costaricaine.

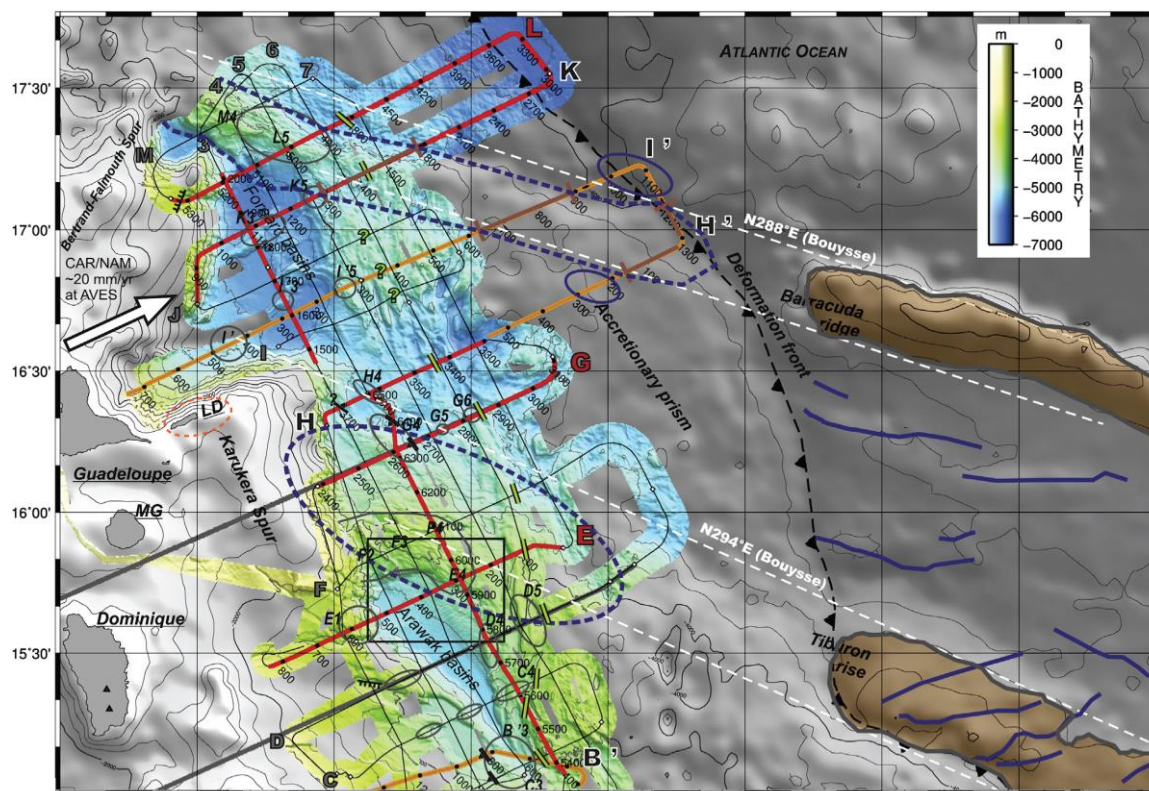


Figure II.11 Localisation du butoir crustal (trait vert bordure noire) et des rides de Barracuda et Tiburon (marron) au large de l'archipel guadeloupéen. Plan de position de la campagne Sismantilles 2, d'après Laigle *et al.*, 2013. Les ellipses en pointillées bleues montrent les zones de déformation du prisme dans l'avant-arc externe.

II.1.4. La sismicité

Aux Petites Antilles, la majeure partie de la sismicité intra-plaque a lieu entre 25 et 35 km de profondeur dans la plaque supérieure et jusqu'à une distance de 100-150 km à l'Est de l'arc actif (Stein *et al.*, 1982 et Girardin and Gaulon, 1983). Dans l'arc, les déformations de la plaque supérieure sont accommodées principalement le long de failles normales ou décrochantes (Figure II.5 et Figure II.12). Ces failles peuvent engendrer des séismes majeurs comme le séisme des Saintes, le 21 Novembre 2004, Mw 6.3, (Bazin *et al.*, 2010 et Feuillet *et al.*, 2011) dans l'archipel guadeloupéen. Dans l'avant-arc, la sismicité peut être également importante comme le séisme d'Antigua, le 08 octobre 1974, Ms 7.1-7.6, (McCann *et al.* 1982). Ce séisme serait lié à des déformations imposées par la subduction des rides de Barracuda et de Tiburon (Girardin *et al.*, 1991).

Dans la plaque plongeante, le séisme de "Christmas Day" (1969, Ms 6.5), est interprété comme étant le reflet de la flexure de la plaque plongeante avant son entrée en subduction

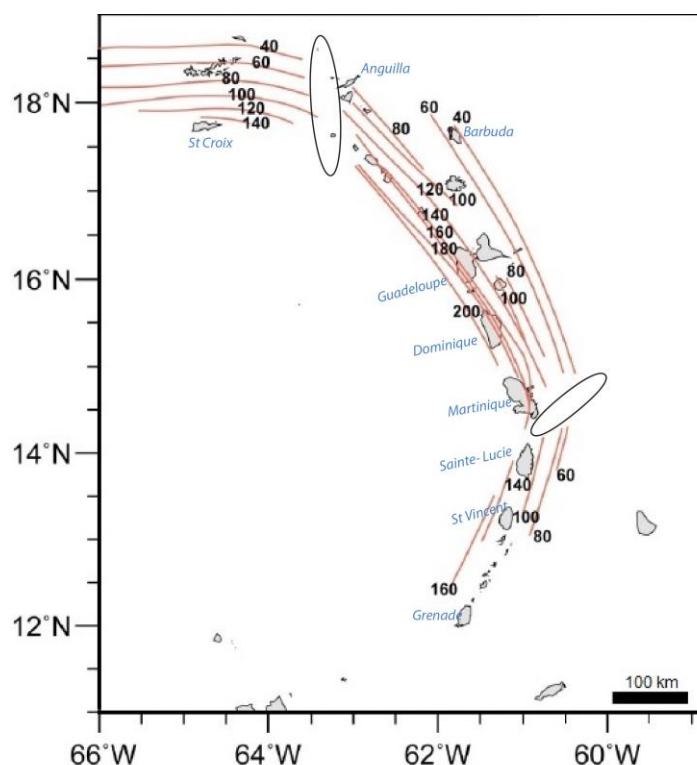


Figure II.13 Géométrie du panneau plongeant de la lithosphère des plaques Nord et Sud Amérique sous l'arc des Petites-Antilles (Wadge et Shepherd, 1984) et sous Porto Rico (McCann and Sykes, 1984) d'après l'étude du plan de Benioff. Les traits bruns correspondent à des iso-profondeurs tous les 20 km. Les ellipses correspondent à des zones de gap sismique. En bleu : Les îles de l'archipel des Petites Antilles.

II.2. La géologie de l'avant-arc des Petites Antilles

II.2.1. Origine des sédiments

Les domaines d'avant-arc sont situés entre le prisme d'accrétion et l'arc volcanique sur la plaque supérieure. Au niveau de la marge antillaise, les produits de la marge Sud-américaine alimentent en majeure partie le prisme d'accrétion de la Barbade via le delta de l'Orénoque au cours du Pleistocène. Le flux sédimentaire est bien développé au Sud et provoque la mise en place d'un prisme sédimentaire asymétrique dont la largeur s'atténue vers le Nord. Dans la partie centrale de la marge, les rides de Tiburon et Barracuda sont face à la subduction et font office de barrières au flux venant du Sud. Cette sédimentation se cantonne essentiellement au niveau du prisme d'accrétion et n'affecte l'avant-arc qu'au Sud des Petites Antilles. Vers le Nord, l'essentiel des sédiments de l'avant-arc provient de l'érosion d'édifices volcaniques ou correspond à des systèmes carbonatés depuis 40 Ma (Martin-Kaye et al., 1969 ; Briden et al, 1979 et Bouysse and Westercamp, 1990).

II.2.2. Les zones émergées de l'avant-arc

Du Nord-Est de la Martinique au Nord des Petites Antilles, l'avant-arc est recouvert de plates-formes carbonatées peu profondes qui affleurent sur les îles de Sombbrero, Anguilla, Tintamarre, Saint-Martin, Saint-Barthélemy, Barbuda, Antigua, Grande-Terre, Petite-Terre, La Désirade et Marie-Galante. Ces îles sont appelées les « Antilles Calcaires » par opposition aux « Antilles volcaniques » qui est le siège d'une activité volcanique récente. Dans l'archipel guadeloupéen, les îles de La Grande-Terre, de Marie-Galante et de La Désirade présentent à l'affleurement la série sédimentaire d'âge plio-pleistocène la plus continue de l'avant-arc (*Andreieff, 1987*) et subissent des mouvements tectoniques verticaux de très grandes amplitudes.

Les plates-formes carbonatées les plus anciennes de l'avant-arc sont d'âge paléocène supérieur à miocène supérieur. Elles se trouvent à Saint-Martin, Saint-Barthélemy, Anguilla et Antigua (*Westercamp, 1980 ; Andreieff et al., 1983 ; Garrabé, 1983 ; Garrabé et Andreieff, 1985 ; Garrabé et Andreieff, 1988 et Bouysse et al., 1993*).

II.2.2.1. Les îles du Nord

À Saint-Martin, la série sédimentaire est représentée par des dépôts d'âge éocène inférieur à miocène supérieur. Cette île présente à l'affleurement la série sédimentaire éocène (Éocène Inférieur à Éocène Supérieur basal) la plus complète de l'avant-arc (*Molengraaff, 1931 ; de Raynal, 1966 ; Nagle et al., 1976 ; Solomiac, 1974 ; Briden et al., 1979 ; Andreieff et al., 1981 ; Andreieff, 1982 et Bonneton and Vila, 1983*). À Saint-Barthélemy, la série sédimentaire est discontinue et est constituée de dépôts calcaires et volcano-sédimentaires essentiellement d'âge éocène moyen à miocène supérieur (*Christman, 1953 et Westercamp and Andreieff, 1983*). À Anguilla, les formations calcaires de la base de la série ont un âge paléocène supérieur sur la base d'une association de foraminifères planctoniques, le sommet de la série étant quant à lui d'âge miocène moyen. Anguilla présente la plate-forme carbonatée la plus ancienne de l'avant-arc des Petites Antilles (*Andreieff, 1982 ; Andreieff et al., 1984*).

À Barbuda, seules des formations calcaires pléistocènes affleurent (*Brasier and Donahue*, 1985) et à Antigua, les formations calcaires sont attribuées aux intervalles biozonaux de l'Oligocènes inférieur à Oligocène supérieur (*Martin-Kaye*, 1969 ; *Frost and Weiss*, 1979 ; *Masclé and Westercamp*, 1983 et *Andreïeff et al.*, 1989).

II.2.3. La géologie de l'archipel guadeloupéen

Les plates-formes de la Grande-Terre, de Marie-Galante, de La Désirade de l'archipel guadeloupéen sont essentiellement constituées de formations récifales à para-récifales du Pliocène inférieur au Pléistocène supérieur. Ces îles sont marquées par des périodes d'émersion identifiées qui sont attribuées en partie à des mouvements verticaux de l'avant-arc (*Cornée et al.*, 2012, *Münch et al.*, 2013 et 2014). Ces études auxquelles je suis associée depuis mon Master, font partie des résultats qui seront corrélés et intégrés au modèle d'évolution du bassin présenté dans la [Partie III](#).

II.2.3.1. La Grande-Terre : Synthèse stratigraphique et travaux de Léticée (2008).

La lithostratigraphie de l'archipel a été définie en premier lieu sur La Grande-Terre. La microfaune planctonique prélevée, la magnétostratigraphie et la radiochronologie $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ont permis des datations précises de cette plate-forme (*Léticée*, 2008 ; *Léticée et al.*, 2005 ; *Cornée et al.*, 2012; *Münch et al.*, 2013 et 2014). La Grande-Terre est considérée comme une plate-forme isolée de 585 km² avec une épaisseur de 130 m à l'affleurement. Elle est recoupée par trois systèmes de failles normales d'orientation N130°E, N40°E et N90°E transverses à l'arc (*Feuillet et al.*, 2002) qui permettent de la subdiviser en quatre unités morpho-structurales (*Garrabé and Andreïeff*, 1988) : Les Grands-Fonds, les Plateaux du Nord, les Plateaux de l'Est et la Plaine de Grippon.

La base de la plate-forme n'est pas connue et la série sédimentaire à l'affleurement comporte deux grands ensembles, les calcaires à algues rouges et les calcaires à polypiers (*Andreïeff et al.*, 1987). Cinq formations ont été reconnues, de la base au sommet ; Les

Calcaires inférieurs à rhodolithes, La Formation volcano-sédimentaire, Les Calcaires supérieurs à rhodolithes, Les Calcaires à *Agaricia* et Les Calcaires à *Acropora* (Léticée, 2008 et Léticée *et al.*, 2005). Ces formations ont été interprétées comme représentant quatre séquences sédimentaires de troisième ordre (S1 à S4), limitées par des surfaces d'érosion régionale (SB0 à SB3 ; Figure II.14) (Léticée *et al.*, 2005; Léticée, 2008; Cornée *et al.*, 2012).

Les séquences S1 et S2 correspondent à la formation des Calcaires inférieurs à rhodolithes. Ces séquences montrent uniquement des dépôts aggradants. Elles sont datées du Zancéen inférieur au Gélasien supérieur, biozones PL2 à PL5. Les intervalles calibrés utilisés sont donnés par Wade *et al.*, (2011). Ces dépôts se sont déposés sur une rampe à pente distale orientée vers l'Est. Les dépôts d'algues rouges de ces séquences dominent la partie Ouest de la plate-forme, marquant le domaine interne de la rampe et changent latéralement vers l'Est en dépôts à foraminifères planctoniques dans la partie la plus distale. La rampe a émergé au cours du Zancéen supérieur-Plaisancien et plus tardivement au Plaisancien inférieur-Gélasien, donnant alors les surfaces d'érosion SB0 et SB1. Ces auteurs évaluent que les mouvements verticaux responsables de l'émersion temporaire de la plate-forme sont de l'ordre d'une dizaine de mètres.

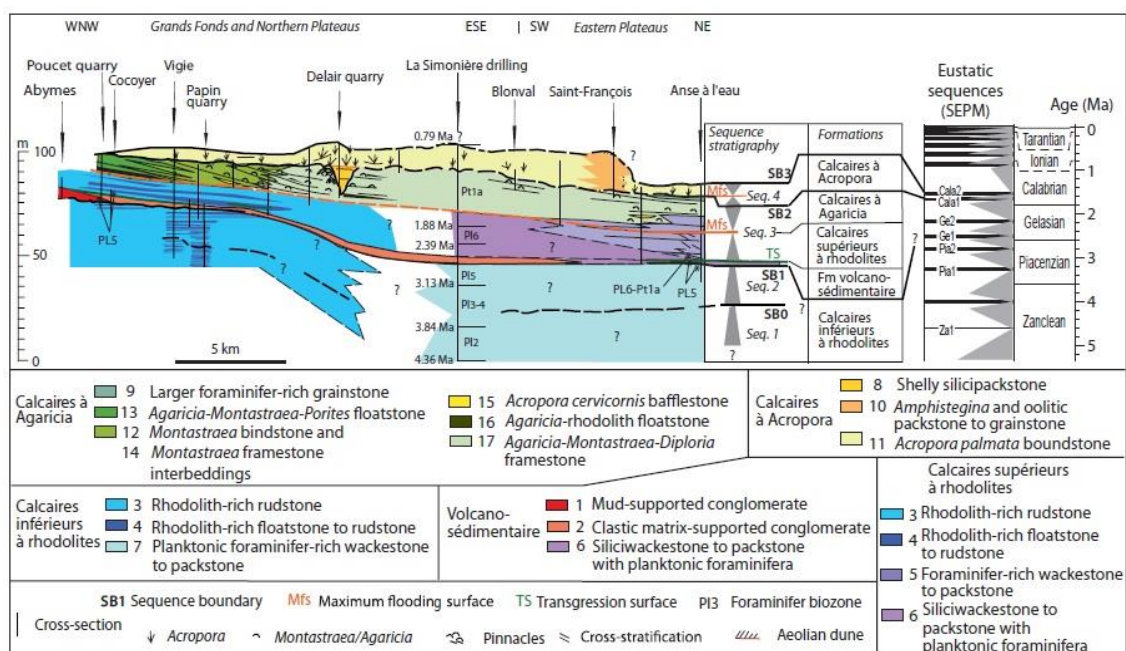


Figure II.14 Schéma séquentiel de la plate-forme carbonatée de Grande-Terre de Guadeloupe et calage stratigraphique d'après Cornée *et al.*, (2012). Les différentes formations, leurs faciès et les surfaces sont modifiés d'après Léticée *et al.*, (2005); Léticée, (2008). Les séquences eustatiques sont définies avec Haq *et al.* (1988).

La séquence 3 se compose de la Formation volcano-sédimentaire, des Calcaires supérieurs à rhodolithes et de la Formation des Calcaires à *Agaricia*. Elle correspond à un cycle sédimentaire complet. Les séries qui la composent sont du Plaisancien inférieur à Calabrien supérieur, biozones PL5 à PT1a. De manière générale, la sédimentation se met en place sur une rampe inclinée vers l'Est, avec des dépôts de faciès de rampe interne à l'Ouest variant latéralement en faciès de rampe moyenne-externe plus boueux à l'Est. La rampe montre le passage vertical des dépôts dominés par les algues rouges à des dépôts dominés par les coraux (*Montastraea*, *Diploria*, *Agaricia*, *Acropora cervicornis*) (Figure II.14). Les dépôts de la séquence S3 se sont mis en place pendant le cycle eustatique (Ge2) (Haq et al., 1988) dans des conditions tectoniques calmes entre 2.9 Ma et 1.77 Ma (Münch et al., 2014). La surface SB2 marque la limite supérieure de la séquence 3. Il s'agit d'une surface d'émersion majeure d'origine eustatique liée à une baisse du niveau marin, il y a environ 1.66 Ma (Cala1) (Lugwoski et al., 2011).

La séquence S4 se compose uniquement de la formation des Calcaires à *Acropora*. La géométrie des dépôts indique une "flat-topped platform" dominée par des coraux de type *Acropora palmata* et comprenant des dépôts bioclastiques et oolithiques sur ses bordures. S4 s'est probablement formée durant le cycle eustatique Cala2 (Haq et al., 1988) dans des conditions de calme tectonique.

L'émersion finale de l'île date de la fin du Calabrien (Léticée et al., 2005; Léticée, 2008; Cornée et al., 2012 ; Münch et al., 2013 et 2014). L'étude des terrasses marines émergées révèlent une surrection de l'île d'environ 5 m au plus depuis l'Ionien (~150 ka, Battistini et al., 1986 , Münch et al., 2013 et 2014). Il en résulte que la plate-forme a enregistré des variations eustatiques au Calabrien, et que des surrections tectoniques modérées sont perceptibles au Pliocène.

II.2.3.2. Marie-Galante

La stratigraphie de la plate-forme carbonatée de Marie-Galante est la même que celle décrite sur Grande-Terre. La plate-forme de Marie-Galante a émergé de manière synchrone à celle de La Grande-Terre pendant la période de bas niveau marin Cala2 (1.54 Ma). La série sédimentaire se compose d'une formation à algues rouges surmontée d'une formation de Calcaires à Polypiers. La formation des Calcaires à Polypiers est séparée par la surface d'érosion majeure (SB2) en deux formations récifales. Contrairement à la Grande-Terre, Marie-Galante est affectée par un basculement récent vers l'Ouest (Feuillet et al., 2004) , entraînant une surrection de la partie Est de l'île et une subsidence de sa partie Ouest à l'Ionien (*Léticée*, 2007 et *Münch et al.*, 2013). De plus, sur la côte Est de l'île, la stratigraphie de Marie-Galante présente à l'affleurement le socle sur lequel la plate-forme se met en place, alors que sur Grande-Terre celui-ci demeure non connu. Ce socle de nature sédimentaire se caractérise par des sédiments volcano-clastiques à l'Anse-Piton (*Andreïeff et al.*, 1983 et *Münch et al.*, 2013) au niveau de la faille de la Barre de l'île (*Bouysse et al.*, 1993). Les récentes datations, sur la base de méthodes radiochronologique et biostratigraphique, proposent un âge miocène supérieur (Tortonien, 8.57 ± 0.43 Ma, datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) pour cette formation basale (*Münch et al.*, 2013 et 2014). Le contact entre la plate-forme et le socle volcano-clastique est une discordance majeure qui correspond à un hiatus sédimentaire d'environ 3.3 millions d'années en supposant que la base de la plate-forme ait un âge de 5.33 Ma (base du Pliocène, *Andreïeff et al.*, 1983). Cette discordance est corrélée à un épisode tectonique extensif reconnu sur l'ensemble de l'archipel guadeloupéen (*Münch et al.*, 2014).

Les travaux présentés dans ce manuscrit montrent que cette discordance se poursuit latéralement dans le bassin et qu'elle est l'expression d'un événement tectonique majeur.

II.2.3.3. La Désirade

La Désirade est l'île située la plus à l'Est du domaine avant-arc des Petites Antilles. Elle se localise à 10 km des côtes de Grande-Terre et seulement 50 Km à l'Ouest du front de subduction. Elle est longue de 11,5 km, large de 2 km et présente une élévation de 276m au-dessus du niveau de la mer. Elle présente la particularité d'être à l'aplomb d'une structure océanique majeure, l'escarpement de La Désirade haut de 5000m ([Figure II.1](#)).

Le socle de La Désirade se compose de trois unités d'âge jurassique supérieur : un complexe ophiolitique, un complexe magmatique acide et un complexe de dyke andésitique et microdioritique (*Fink, 1972 ; Westercamp, 1980 ; Bouysse et al., 1983 ; Mattinson et al., 2008 ; Cordey and Cornée, 2009 et Neill et al., 2010*). Ce socle s'approfondit vers le Sud sous l'Éperon Karukéra jusqu'au large du Nord de la Martinique (*Evain et al., 2011*). Il est affecté par deux épisodes compressifs au Crétacé (Albien) (*Corsini et al., 2011*). Cette compression s'exprime par des chevauchements et un système de failles conjuguées décrochantes N130°E±10° dextres et N40°E±10° senestres, associées à un faciès métamorphique schiste vert. Cet épisode compressif serait à l'origine du raccourcissement et de l'épaississement de la croûte de la plaque Caraïbe visible sur le profil de sismique réfraction qui passe quelques kilomètres au Sud de La Désirade (§ II.1.2, [Figure II.7](#)) (*Corsini et al., 2011 et Kopp, et al., 2011*). Les structures compressives du socle sont réactivées en faille normale par un régime extensif pré-datant de la mise en place de la plate-forme carbonatée au Plio-Pléistocène de La Désirade. Cet épisode extensif réactive les failles d'orientation N130°E du système décrochant en faille normale. Il semble à l'origine de l'irrégularité de la limite supérieure du socle, de son émergence, de son ré-ennoiement et du développement de paléovallées. Il en résulte que la plate-forme pliocène rétrograde sur un relief irrégulier en remplissant les creux et paléovallées d'une paléo-topographie (*Lardeaux et al., 2013 ; Münch et al., 2013 et 2014*). La plate-forme carbonatée a une épaisseur variant de 20 m sur les points hauts à 120 m maximum dans les paléovallées. Elle présente la même stratigraphie que celle de Grande-Terre et de Marie-Galante. Elle a donc enregistré les mêmes variations eustatiques et une émergence finale pendant la période de bas niveau marin Cala2 (1.54 Ma).

L'étude des terrasses marines émergées révèle une surrection homogène de l'île de 0.04 mm/an depuis 120 ka (*Feuillet et al.*, 2004). À la fin du Pléistocène, elle est affectée par un deuxième épisode extensif plus tardif associé à l'extension Nord-Sud de l'arc qui réactive les structures initiales $N130^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ et $N40^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ et produit des failles normales néoformées d'orientation $N90^{\circ}E$. Il apparaît ainsi que l'héritage structural du socle joue un rôle sur la structure et l'évolution de la plate-forme de La Désirade (*Lardeaux et al.*, 2013).

Selon *Bouysse and Westercamp* (1990), l'émersion de la Désirade serait liée au passage en subduction de la ride de Tiburon. L'étude stratigraphique des plates-formes de l'archipel guadeloupéen ainsi que nos nouvelles datations suggèrent un développement et une émergence quasi synchrone au Pléistocène inférieur des plates-formes carbonatées de l'archipel guadeloupéen. Il en résulterait que le passage de la ride ne serait qu'à l'origine de la réactivation des structures héritées.

La synthèse stratigraphique et structurale des zones émergées de l'avant-arc au niveau de l'archipel guadeloupéen révèle que les plates-formes carbonatées enregistrent des phases de subsidence depuis le début du Pliocène et que cette subsidence est interrompue de phases d'extension à l'origine de surrection de l'ordre de dizaine de mètres. Mais qu'en est-il dans la zone immergée ?

II.2.4. Le Bassin de Marie-Galante (ou BMG)

La reconnaissance géologique des îles de l'avant-arc (ou arc externe) a fait l'objet de nombreuses études cartographiques, pétrologiques, et stratigraphiques ; il n'en est pas de même de la partie immergée de cette avant-arc. Les travaux bathymétriques et géophysiques réalisés par le BRGM ont permis une première reconnaissance du domaine avant-arc des Petites Antilles avec le projet ARCANTE. Au cours de ce projet, un important effort d'échantillonnage a permis de connaître les grandes lignes de la géologie de certains

secteurs. La première campagne ARCANTE1 a proposé la physiographie de la zone immergée de l'avant-arc à la latitude de l'archipel de la Guadeloupe. La physiographie sous-marine de cette région comprend de nombreux plateaux et pentes insulaires, des bancs et d'éperons sous-marins ont alors été associés à des faciès sédimentaires pour la première fois. Plus récemment, les campagnes Aguadomar (*Deplus et al.*, 1999) et Sismantilles 1 et 2 (*Hirn et al.*, 2001 et 2007) ont permis de préciser, par l'acquisition de données bathymétriques et de sismiques réflexions (basse et moyenne résolution), la morphologie et la structure de la marge antillaise du Nord de la Guadeloupe à la Martinique. Par la suite, les campagnes GeoBéryx (BRGM) et KaShallow 0, 1, 2 et 3 (*Lebrun et al.*, 2006 à 2011) ont permis de compléter les connaissances de la zone grâce à l'acquisition d'échantillons carottés, de levés bathymétriques et d'un réseau dense de sismique haute résolution dans le Bassin de Marie-Galante.

Situé entre 16°30N et 16°15 de latitude, le Bassin de Marie-Galante constitue la zone qui s'étend, du Nord au Sud, entre la Guadeloupe et de la Dominique, et d'Ouest en Est, de l'arc volcanique (au niveau de Basse-Terre) au prisme d'accrétion, au large de la Désirade. Ce domaine inclut le domaine immergé des îles de La Grande-Terre, de Marie Galante et de La Désirade au niveau de leurs plates-formes immergées proche, ainsi que les domaines plus profonds du bassin. Avec une surface d'environ 12000 km², ce bassin perché sur la marge des Petites Antilles, domine le prisme d'accrétion de 5000m (au Nord au niveau du « Mur de Désirade ») à 3000m au Sud (au niveau du Canyon de Dominique) ; il constitue un des bassins avant-arcs de la zone des Petites Antilles ([Figure II.2](#)).

II.2.4.1. Travaux préexistants en mer

II.2.4.1.1. Travaux ARCANTE du BRGM

Sur la base de prélèvements issus de dragages, de levés bathymétriques et avec l'appui de données de sismique réflexion, les travaux ARCANTE 1, 2 et 3 ont permis de préciser la nature et l'âge des unités sismiques ainsi qu'une première évaluation des mouvements verticaux du BMG. Ces auteurs caractérisent pour la première fois des mouvements de forte amplitude au niveau de l'Eperon Karukéra sans les quantifier. En effet,

selon un raisonnement portant sur l'âge et les environnements de dépôt de cinq échantillons de roches recueillies sur l'Éperon Karukéra (33V, 36D, 31D, 37D et TR6), ils proposent qu'une tectonique locale complexe (avec compartiments abaissés, soulevés et basculés) avait eu lieu entre le Miocène Inférieur et l'Holocène (*Andreieff et al.*, 1979 ; *Bouysse and Guennoc*, 1982) ([Figure II.15](#)).

Dragage	Profondeur en m		Holocène	Pléistocène	Plio-Pléistocène	Pliocène moyen	Pliocène inférieur	Miocène inférieur
	Axe	Pente						
33 V (N)	60		+					
36 D	365			- (RV)				
31 D (S)	750			- (v)	+		- (v)	
37 D		1 600				+		+
TR 6		3 000					- (v)	

Figure II.15 Mouvements verticaux du Miocène Inférieur à l'Holocène de l'Éperon Karukéra d'après les environnements de dépôts de 5 échantillons dragués. Les signes + caractérisent les surrections avec les faciès para-récifaux et les signes - les phases de subsidence avec les faciès pélagiques. D'après *Andreieff et al.*, 1979.

II.2.4.1.2.

Travaux de Feuillet et collaborateurs

Les travaux de *Feuillet* (2000) suite à la campagne Aguadomar décrivent la néotectonique de la zone du Bassin de Marie-Galante. L'organisation structurale du bassin est principalement marquée par la présence de structures accommodant le partitionnement actuelle de la déformation. Dans ce contexte, le graben Est-Ouest de Marie-Galante est contrôlé par des systèmes de failles N90°E à N130°E. Ce graben est limité au Nord par le système de failles normales à pendage sud recoupant le Sud de La Grande-Terre (la Faille du Gosier et la Faille de Roche de May), et au Sud un système de failles normales à pendage nord, la Barre de l'île (*Bouysse et al.*, 1993) (qui recoupe l'île de Marie-Galante, [Figure II.16](#)). Ces structures distensives, transverses à l'arc, résulteraient de l'étirement de l'avant-arc vers le Nord. Elles se connecteraient au système décrochant sénestre de Montserrat-Bouillante qui accomode le mouvement latéral sénestre dans l'avant-arc. Le tout constituerait un système en « queue-de-cheval » qui amortit vers le Sud le mouvement transtensif sénestre accommodé le long de l'arc ([Figure II.5](#) et [Figure II.6](#)). Au Nord de La Désirade, le bassin est limité par un important tombant de plus de 5000m, « le mur de la Désirade », de direction N60°E. Par ailleurs, cette structure héritée ferait partie d'une série de grabens

perpendiculaires à l'arc qui accommoderait l'extension Nord-Sud parallèle à celui-ci (Figure II.5 et Figure II.16).

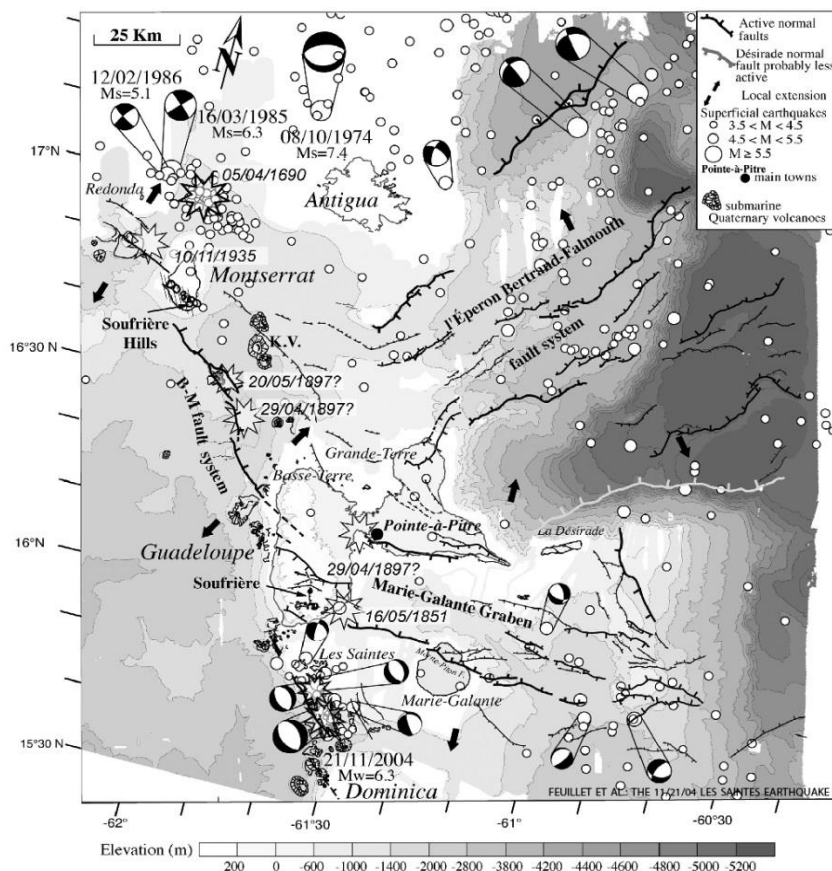


Figure II.16 Modèle tectonique du Bassin de Marie-Galante d'après *Feuillet et al., 2002*. Carte structurale synthétique de l'organisation du graben de Marie-Galante, montrant la direction d'extension NS dans le graben ainsi que le pendage des blocs le long des accidents majeurs.

II.2.4.1.3. Travaux KaShallow et cette étude

L'essentiel des travaux issus du projet KaShallow seront détaillés dans ce manuscrit. Ma participation aux travaux à terre est publiée dans *Cornée et al. (2012)*, *Münch et al. (2013)* et (2014). Le programme KaShallow a été réalisé pour étudier la nature sédimentaire, l'organisation stratigraphique et les structures tectoniques de la croûte de l'avant-arc des Petites Antilles au niveau de l'archipel guadeloupéen, dans le but d'en quantifier les mouvements verticaux. Les données disponibles issues des campagnes précédentes étant insuffisantes en terme de couvertures sismiques et d'échantillonnage, un important jeu de données géophysiques et géologiques complémentaires a été acquis lors de cette dernière

campagnes. La base de données utilisée pour cette étude ainsi que son traitement est détaillée au [chapitre III](#).

Partie II : Données, Traitements et Méthodes

Dans cette partie, j'expose dans un premier temps l'ensemble des données de bathymétries, de sismiques réflexions et d'échantillons utilisés pour l'étude du Bassin de Marie-Galante ainsi que les traitements effectués. Je détaille les traitements que j'ai réalisés au cours ces travaux de thèse sur les données issue des campagnes KaShallow 2. Ma participation à quatre campagnes océanographiques qui m'ont permis de mettre en pratiques ces méthodes de traitements, en particulier celle de la bathymétrie et la sismique rapide haute résolution. Il est primordial de bien maitriser les paramètres d'acquisitions et de traitements des données pour limiter les interprétations souvent trop hâtives. Une connaissance et une maitrise de la valeur des données utilisées est indispensable à la compréhension des zones étudiées.

Dans un second temps, je détaillerais l'ensemble des méthodes appliquées pour l'analyse et l'interprétation de données utilisées.

Chapitre III

Données, Traitements et Méthodes

III.1. Données et traitements

III.1.1. Généralités

L'étude du Bassin de Marie-Galante a nécessité une importante base de données. Celle-ci fait appel à plusieurs types de données géophysiques et géologiques issues de divers campagnes océanographiques.

Les données géophysiques à ma disposition pour cette étude incluent des données de bathymétrie, de topographie et des données de sismique réflexion marine multitraces à plusieurs résolutions. Ces données sont majoritairement issues du projet KaShallow piloté par l'Université des Antilles et de la Guyane qui a comporté quatre campagnes océanographiques, KaShallow 0, 1, 2 et 3 (*Lebrun et al.*, 2008, 2009 et 2011). Elles ont été complétées par des données issues de campagnes océanographiques antérieures, Aguadomar (*Deplus et al.*, 1999) et Sismantille1 (*Hirn et al.*, 2001) mises ma disposition par les collaborateurs et me permettant une approche multi-échelle de la zone d'étude.

En mer, les données bathymétriques proviennent de sondeurs multifaisceaux des campagnes Aguadomar, Sismantilles2, Kashallow2 (base de données SISMER-Ifremer), et de sondeurs monofaisceaux (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine ; SHOM). Elles ont fait l'objet de retraitement et de compilation à l'échelle de la zone. À terre, le Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé est celui de l'Institut Géographique National (IGN, 2000) pour les îles de Guadeloupe et des données SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) pour la Dominique. Les données de sismique réflexion marine, en particulier celle issue de la campagne KaShallow2, ont été retraitées et importées dans un système d'aide à l'interprétation (IHS Kingdom Suite) par mes soins.

Les données géologiques sont des échantillons de roches prélevés par carottages et dragages lors de la campagne KaShallow 2. Elles sont complétées avec les échantillons

dragués lors des missions ARCANTE (*Andreieff et al.*, 1979) fournis par le BRGM. Une collection 33 de lames minces a été réalisée pour une analyse pétrologique, des microfaciès et du contenu paléontologique des échantillons. J'ai réalisé une analyse détaillée de ces microfaciès et les propose en annexe et aux planches microfaciès 1, 2, 3 et 4 en fin de manuscrit.

III.1.2. Les données géophysiques

III.1.2.1. Données bathymétriques

III.1.2.1.1. Mesure de la bathymétrie

La bathymétrie se mesure avec un sondeur acoustique multifaisceaux (SMF). Le principe est de constituer un ensemble de faisceaux acoustiques (Fréquence supérieure de 13kHz) éclairant le fond de la mer de part et d'autre du navire et d'exploiter les signaux de chaque faisceau pour déterminer la profondeur d'eau connaissant la vitesse de propagation du son dans l'eau. Il y a deux techniques pour déterminer cette profondeur. L'une consiste en la détection par amplitude et l'autre en la détection par phase. La détection par amplitude est basée sur la détection de l'instant de retour des fortes amplitudes correspondant à l'impulsion sonore et la détection par phase sur le retard d'arrivée du signal sur deux antennes de réception proches l'une de l'autre.

Le sondeur multifaisceaux fonctionne selon la technique des faisceaux croisés. Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale au bateau (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et large transversalement d'environ 150 degrés. La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal qui fait 1 à 5 degrés. Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception. L'empreinte sur le fond est donc une fonction de l'ouverture des faisceaux et de la profondeur d'eau.

III.1.2.1.2. Paramètres d'acquisition des données de bathymétrie

Les données de bathymétrie présentées dans ce manuscrit sont issues du sondeur grand-fond (Simrad EM12Dual) des missions du N/O L'Atalante acquises au cours des missions Aguadomar et Sismantilles et de celles du sondeur moyen fond (Simrad EM300) du

N/O Suroît acquises au cours de la mission KaShallow2. Un troisième jeu de données provient d'un sondeur haute résolution petit fond (RESON Seabat8101) affrété lors de la mission KaShallow3.

Le sondeur multifaisceaux SIMRAD EM300 présente une fréquence d'émission de 32kHz. Il permet de cartographier des profondeurs de 20 à 4000 m, sa fréquence permet une précision verticale des sondes variant de 1 à 10m, la précision étant décroissante depuis les faisceaux centraux vers les faisceaux externes et selon la profondeur d'eau croissante. Pour les données des autres campagnes multifaisceaux, toutes menées à bord du N/O L'Atalante, le sondeur multifaisceaux était l'EM12Dual. Celui-ci présente une fréquence d'émission de 13kHz permettant d'atteindre des profondeurs de 50 à 12000 m. Sa précision verticale est moindre que celle de l'EM300 et varie de 5m à 20m dans des conditions identiques

(http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/sondeurs_multi/performances.htm).

Cependant, les données bathymétriques ainsi acquises contiennent un certain nombre d'artefacts. La célérité du son peut légèrement varier d'une campagne à l'autre. Ceci peut engendrer des linéaments parallèles aux routes des bateaux ayant l'aspect de marches d'escalier qu'il convient de ne pas interpréter comme un escarpement de faille. Les effets du tangage du bateau ne peuvent pas être parfaitement corrigés et génèrent des ondulations perpendiculairement à la route du bateau qui peuvent être confondues avec des mégadunes ou de légers glissements de la couverture sédimentaire. Enfin, il y a les artefacts liés à l'utilisation de différents sondeurs de précision différente. Ils n'ont pu être compensés par aucun traitement et de fait, seront très apparents sur les cartes bathymétriques. Ainsi, le relief d'un escarpement bien détecté par l'EM300 pourra paraître émoussé voire disparaître dans un secteur couvert par l'EM12 sans qu'il y ait de raison géologique à cette variation d'aspect.

Ces données ont été compilées et intégrées les unes aux autres puis portées sur différents Système d'Information Géographique (QGis et Kingdom Suite). Les caractéristiques d'acquisition et la densité de sondes obtenues ont permis de compiler un Modèle Numérique de Terrain au pas de 25m sur l'ensemble du bassin (couverture d'environ 95%) et le prisme. Ce MNT présente donc une très haute résolution pour la

superficie étudiée (~ 12000 km²). À cela s'ajoutent localement les données petits-fonds sur les plates-formes peu profondes. La résolution spatiale des MNT petit-fond est de 5m.

III.1.2.1.3. Traitement et réalisation du modèle numérique de terrain du Bassin de Marie-Galante

Les données de sondes sont directement acquises et traitées lors de la campagne en mer à l'aide du logiciel Caraïbes v3.5 développé par l'Ifremer et le SHOM. On peut distinguer : 1) le traitement en temps réel effectué automatiquement par le système d'acquisition en fonction des réglages qui lui sont imposés, 2) le traitement en temps différé qui consiste en une validation des données et enfin 3) les traitements "en laboratoire", généralement réalisés postérieurement à la campagne, permettant la réalisation de MNT et la production de cartes thématiques, telles que des cartes de valeurs et de directions de pentes. Le logiciel permet de traiter les données à l'aide de filtres automatiques ou manuellement. Le traitement permet de vérifier la validité des sondes, de supprimer les sondes erronées lors de l'acquisition et donc d'augmenter la cohérence des données. Afin d'obtenir le MNT avec la plus haute résolution spatiale possible, nous avons suivi la procédure suivante ([Figure III.1](#)) :

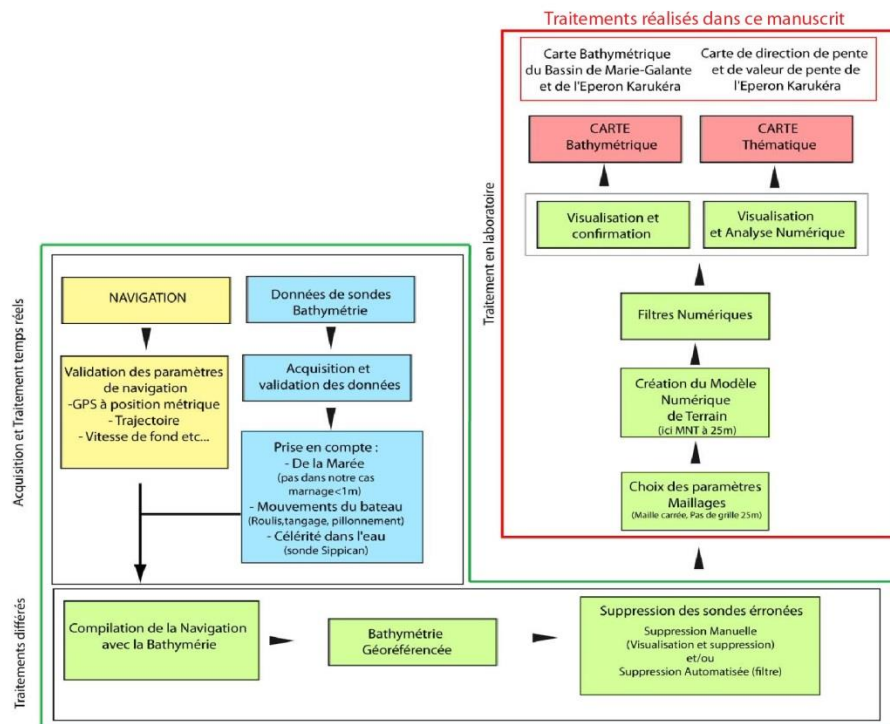


Figure III.1 Chaîne de traitement de la bathymétrie. En vert : traitement au cours des campagnes à la mer. Encadré rouge : ma contribution à la réalisation du MNT à 25m du Bassin de Marie-Galante en laboratoire.

Choix du pas de maillage

Il doit assurer sur l'ensemble de la zone couverte une densité de sonde minimale par point de MNT. Une valeur trop faible ne permet pas une bonne sommation (bruit important) alors qu'une valeur trop forte abaisse la résolution spatiale du MNT par rapport à la précision spatiale du sondeur. La densité de sonde étant linéairement variable en fonction de la profondeur pour un sondeur multifaisceaux donné, cette valeur est un compromis à l'échelle d'un bassin.

Choix de la méthode d'affectation des nœuds

La méthode est celle des plus proches voisins pour laquelle chaque sonde est affectée aux nœuds de MNT le plus proche. Le nœud de MNT adopte la valeur de la moyenne non pondérée des sondes lui étant affectées. On obtient ainsi un MNT dont la résolution verticale est la plus proche possible des valeurs des sondes sommées. Il est cependant nécessaire de s'assurer d'avoir bien éliminé les sondes aberrantes du jeu de données sous peine d'avoir un résultat très irrégulier. Il est également possible d'augmenter le rayon d'influence des sondes autour des nœuds de MNT afin d'augmenter le nombre de

sondes à sommer par point de MNT. Il est alors préférable de pondérer la moyenne des sondes par la distance de la sonde au point de MNT. Cette solution a pour effet de filtrer les cartes en réduisant le contenu fréquentiel et en atténuant l'amplitude des reliefs.

L'interpolation linéaire entre les nœuds de MNT.

Cette étape est nécessaire pour affecter les nœuds de MNT sans valeurs. L'objectif de l'interpolation est d'obtenir un MNT de couverture homogène et continue. Si l'interpolation devient systématiquement nécessaire "pour boucher des petits trous", cela signifie que le pas du MNT est trop petit ; le pas du maillage doit alors être augmenté (premier point ci-dessus).

Compilation des MNT

Les données des différents levés bathymétriques utilisées présentaient des résolutions spatiales et verticales différentes et ont nécessité de réaliser des MNT différents en fonction de l'échelle d'analyse souhaitée. Les différentes résolutions des MNT utilisées pour nos travaux sont les suivantes :

MNT KaShallow (EM300) : MNT de pas régulier 25 mètres avec un minimum de 5 sondes par nœuds de MNT dans la partie la plus profonde du bassin ; chaque sonde est affectée à ses deux plus proches voisines. L'interpolation appliquée est d'un pas de 2. La présence de certains artefacts comme le bruit le long de la route du bateau a nécessité la réalisation d'un filtre numérique pour "lisser" légèrement le MNT. Le filtre est une matrice 3x3 avec un facteur de pondération de 80/30/10.

MNT SISMER (EM12dual) : le pas de maillage choisi n'a pu être inférieur à 50m pour demeurer homogène sur l'ensemble du bassin. Ceci est lié au fait que ce sondeur couvre les plus grandes profondeurs du bassin (5000 m bsl sur le prisme de la Barbade). Le rayon d'influence de chaque sonde a été également augmenté en l'attribuant à ses 4 plus proches voisins. De même un filtre numérique d'une matrice 4x4 et d'un facteur de pondération 80/60/25/10 "lisse" un peu plus le MNT en raison du "bruit" plus important associé à ce sondeur.

Le MNT SHOM: le fichier de sondes du SHOM a permis de calculer un MNT au pas de 25m, (plus proche voisin) pour des profondeurs inférieures à 200 mètres, couvrant ainsi les plateaux insulaires qui n'ont pas été parcourus avec les sondeurs multifaisceaux. Les données petits fonds de la campagne KaShallow 3 ont été incluses à ces données en amont de la réalisation du MNT.

La dernière étape correspond à la compilation d'un MNT d'ensemble. Ce MNT a été réalisé en superposant tous les MNT réalisés, en privilégiant dans l'ordre le MNT KaShallow de plus haute résolution, le MNT SISMER dans les zones sans données du premier MNT, et le MNT SHOM au niveau des plateaux insulaires non couverts. Le MNT SISMER, avec un pas de grille plus large que les autres, a été sur-échantillonné au pas de 25m (interpolation linéaire) avant son association avec le MNT KaShallow.

Enfin, le MNT IGN et le MNT SRTM, tous deux sur-échantillonnés à 25 mètres (interpolation linéaire) ont été ajoutés pour la partie des terres émergées. Il en résulte un MNT global à 25 m sur l'ensemble du Bassin de Marie-Galante ([Figure III.2](#)). Les données à terre et côtières issues de MNT de l'IGN, du SHOM et du SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) ont été incluses au MNT en mer.

Les cartes réalisées à partir de ce MNT total sont en projection UTM fuseau 20N ([Figure III.2](#)). Les coordonnées des MNT et le quadrillage des cartes sont les coordonnées géographiques rapportées au système géodésique WGS84. Ainsi les MNT et les cartes produites sont totalement compatibles avec les données d'interprétation sismique issues du logiciel Kingdom-suite (IHS). L'ensemble du jeu de données est exploité pour des interprétations géomorphologiques haute résolution à l'aide de différents SIG tels que GMT et Kingdom Suite.

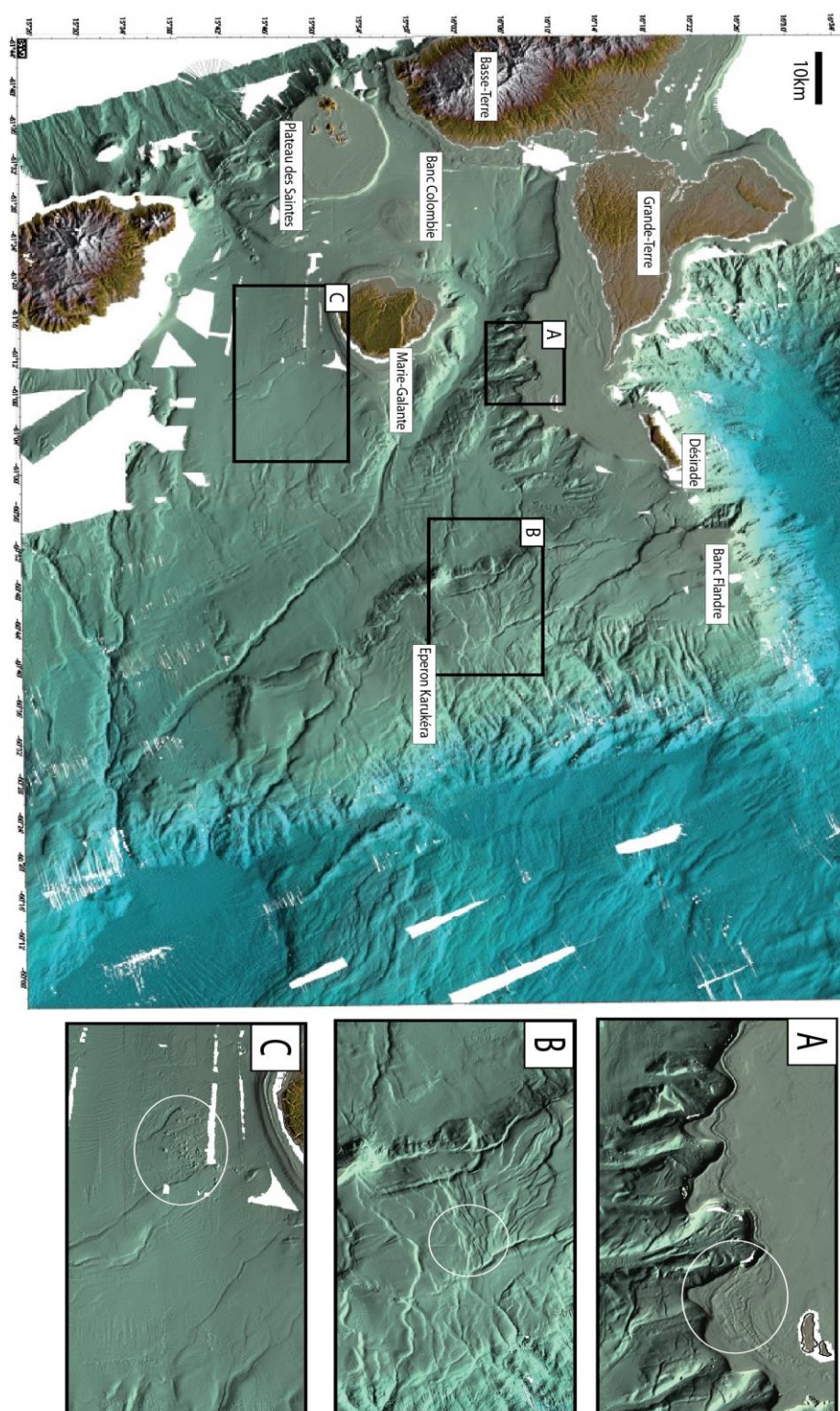


Figure **III.2** MNT à 25 m du Bassin de Marie-Galante. Les courbes de niveaux ont été accessoirement masquées pour ne pas alourdir la carte et visualisé le degré de détail. A : Terrasses sous-marines et faisceaux de failles de la marge Sud Grande-Terre. B : Petites failles anastomosées du graben central de l'éperon Karukéra. C : Blocs métriques à distribution éparse et rides de courants au sud de Marie-Galante.

III.1.2.2. Données de sismique marine multitraces

En sismique marine et terrestre appliqué à la prospection dans les bassins, la reconnaissance sismique est basée sur la mesure des temps de propagation, dans les couches du sous-sol, d'ondes acoustiques générées artificiellement par une source. Ces temps de propagation permettent de déterminer la géométrie, la structure et la configuration des couches géologiques. Dans certains cas, ils permettent également la détermination de la vitesse de propagation des ondes dans le sol. Les deux méthodes employées sont : la sismique réflexion et la sismique réfraction.

La sismique marine utilisée pour mes travaux dans le Bassin de Marie-Galante est une sismique réflexion multitraces issue des campagnes océanographiques KaShallow, Aguadomar et Sismantille¹. Les trois sismiques réflexions issues ces campagnes ont des résolutions (ou classes) différentes qui sont fonction des fréquences émises par la source lors de l'acquisition. La fréquence de la source ainsi que sa puissance influence directement la profondeur d'investigation.

Les différentes classes de sismiques

La sismique basse fréquence opère classiquement la gamme de fréquence de 5 à 20 Hz. Elle est utilisée pour des pénétrations de quelques kilomètres (jusqu'à 30km) et la reconnaissance de structure d'échelle crustale. La résolution verticale étant en pratique de l'ordre de $\frac{1}{2}$ de la longueur d'onde il en résulte une résolution décamétrique à hectométrique pour ce type de sismique.

La sismique Haute Résolution ou «HR», dans la gamme de fréquence de 50 à 400 Hz est utilisée pour une pénétration de quelques centaines de mètres jusqu'à 1 km et une résolution verticale pluri-métrique à décamétrique. Elle est classiquement utilisée pour la prospection dans les bassins. Différentes gammes de fréquence sont utilisées en fonction des objectifs à atteindre

La sismique THR ou «Très Haute Résolution», dans la gamme de fréquence de 2000 à 5000 Hz, est utilisée pour une pénétration de quelques dizaines de mètres et une résolution verticale infra-métrique. Elle est utilisée principalement pour l'étude des unités sédimentaires superficielles.

Le dispositif d'acquisition

Les équipements nécessaires à la mesure sismique sont de trois types : les émetteurs (ou sources), les récepteurs et les systèmes d'acquisition. Le rôle de la source est d'émettre une onde acoustique dont on connaît les caractéristiques (fréquences, durée, amplitude du signal) dans le milieu.

Le principe des récepteurs est de convertir l'onde acoustique reçue en tension électrique. En sismique, on utilise deux types de récepteurs : les hydrophones piézo-électriques et les géophones, ou sismomètres. En sismique réflexion, pour capter le signal acoustique, on utilisera principalement une flûte (ou streamer) constituée d'un ensemble d'hydrophones ou géophones alignés montés électriquement en série ou en parallèle.

Principe de la sismique multitrace

L'intérêt majeur de la sismique multitrace est qu'elle permet, d'une part d'augmenter le rapport signal sur bruit, d'autre part d'atténuer l'amplitude des réflexions multiples grâce à une couverture multiple d'un même point.

La couverture multiple d'un même point appelé point miroir commun noté CDP ou CMP (abréviations anglaises : Common Depth/Mid Point) dépend des caractéristiques géométriques du système d'acquisition (géométrie source-récepteur), de la flûte multitrace utilisée et de la cadence de tir par rapport à la vitesse du navire (Figure III.3).

La couverture d'un même point commun est alors donnée par la formule suivante, avec « **N** traces » le nombre de traces de la flûte, « **d** traces » la distance entre les traces et « **d** tir » la distance inter-tir, le tout en conservant un déport source/récepteur constant.

$$C = (N \text{ traces} \times d \text{ traces}) / (2 \times d \text{ tirs})$$

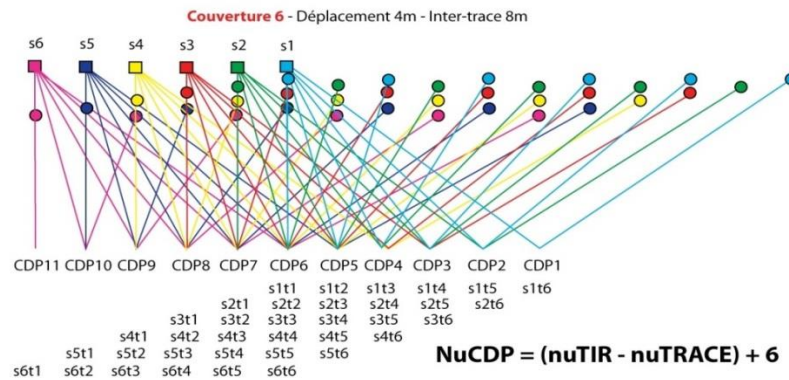


Figure III.3 Exemple de Couverture Multiple couverture 6. Source et récepteurs sont déplacés à chaque tir. À partir du CDP 6 la couverture 6 est assurée et l'ensemble des CDP suivant auraient la même couverture si le profil se prolongeait au-delà du tir 6 d'après (Lebrun et al. 2009).

III.1.2.2.2. La sismique KaShallow 2

Dispositif d'acquisition et résolution

La source

La source était composée de 6 canons à air de type mini GI de 23Ci et 35Ci. Ces canons à air en mode GI (Générateur-Injecteur) permettent immédiatement après le tir de réinjecter une bulle d'air dans la première bulle créée, ce qui rééquilibre son état de pression. Il en résulte une source plus ponctuelle et peu oscillante. La cadence de tir toutes les 10s à la vitesse de 5 nœuds assure un tir tous les 25 mètres. La résolution "verticale" recherchée est de l'ordre métrique. Les gammes fréquentielles utilisées ont donc été de 100Hz à 500Hz (soit des hautes fréquences). Cette gamme fréquentielle permet bien la reconnaissance de réflecteurs séparés par une distance d'ordre métrique et révèle les structures internes des séries sédimentaires. La puissance de la source utilisée devait permettre d'assurer une pénétration de 1 à 2 secondes (temps double) de façon à imager l'ensemble de la série sédimentaire du bassin jusqu'à son substratum. Cependant dans certaines zones du Bassin de Marie-Galante (e.g. Sud de l'Eperon Karukéra), la couverture sédimentaire s'est révélée plus épaisse et la sismique HR de la campagne Kashallow n'a pas permis d'atteindre le substratum. La sismique complémentaire acquise avec des sources légèrement plus basse fréquence et issue de campagnes antérieures a néanmoins permis de localiser et d'identifier le substratum et les séries situées plus profondément que 2s (temps double).

Le récepteur

Le récepteur est une flûte 72 traces constitué d'une trace tous les 6,25m soit un dispositif de 600m de long. La flûte était stabilisée par des "avions" (flotteurs) à une profondeur de 3 mètres, suffisante pour ne pas trop limiter la sensibilité de la flûte aux hautes fréquences et préserver les gammes fréquentielles recherchées. De plus cette profondeur est un bon compromis pour limiter les effets de la houle qui ont tendance à générer une perturbation des enregistrements difficile à atténuer lors du traitement. La couverture sismique de la sismique HR KaShallow 2 est de 9 pour une flûte de 72 traces avec une distance inter-traces de 6.25 m, une distance inter-tir de 25 m et un déport source/récepteur constant. Cette couverture est suffisante pour augmenter le rapport signal sur bruit mais avec une longueur de dispositif de 600m de flûte l'atténuation du multiple est limitée. Ainsi dans les zones de faible bathymétrie (moins de 1s Temps double de profondeur d'eau), le multiple masque les arrivées profondes limitant la profondeur d'investigation dans le bassin.

Traitements de la sismique Haute Résolution (HR)

Les traitements réalisés sur les données de sismique réflexion HR ont été réalisés en premier lieu à bord et en routine pour une première visualisation des profils et le ciblage des points d'échantillonnage lors de la campagne.

Au cours de ma thèse, j'ai retraité les données en modifiant certains paramètres à partir des données brutes. A la chaîne de traitement initiale appliquée à bord, j'ai ajouté une phase de traitement plus ou moins radical qui consistait à éliminer les traces fortement bruitées qui dégradaient de façon trop importante la trace sismique une fois la sommation de l'ensemble des traces des CDP effectuée. Pour cela, j'ai utilisé une séquence de traitement classique à l'aide du logiciel Seismic Unix du Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines (<http://www.cwp.mines.edu/cwpcodes/>) à l'aide de programmes adaptés pour les données acquises. L'ensemble des programmes utilisés pour le traitement sismique est disponible au laboratoire de Géologie marine de l'Université des Antilles et de la Guyane. La chaîne de traitement appliqué est la suivante :

L'analyse fréquentielle

Le programme **ANAFREQ72** permet une analyse du spectre fréquentiel du fichier sismique pour définir les fréquences d'un « Filtre Passe Bande » et appliquer ce filtre à l'ensemble de la trace sismique. L'échantillonnage des traces sismiques à 1 ms (1000Hz) génère des fréquences de repliement jusqu'à Fréquence de Nyquist de 500Hz. Pour limiter la taille des fichiers et augmenter la vitesse de calcul, il aurait été possible de ré-échantillonner les données à 2 ms mais la fréquence de Nyquist aurait été alors de 250Hz (Figure III.4) soit une fréquence très proche des fréquences utiles. L'analyse du spectre fréquentiel obtenu par transformée de Fourier sur la trace sismique a permis d'identifier les fréquences non générées par la source. Ces fréquences peuvent être générées par le système électrique du bateau (50Hz), les bruits du bateau ou la faune marine (<10Hz). On constate aussi que l'essentiel du signal sismique présentant une amplitude significative est comprise entre 80Hz et 250Hz. Le filtre Pass Band utilisé est de type « Low Cut : 130 Hz, Low Pass : 150 Hz, High Pass : 190Hz, High Cut : 230Hz » (Figure III.4) permettant de supprimer les basses fréquences parasites et les bruits hautes fréquences de faible amplitude. Le filtre utilisé est caractérisé par de faibles pentes afin de limiter les effets de réverbérations qui, autrement, seraient générés.

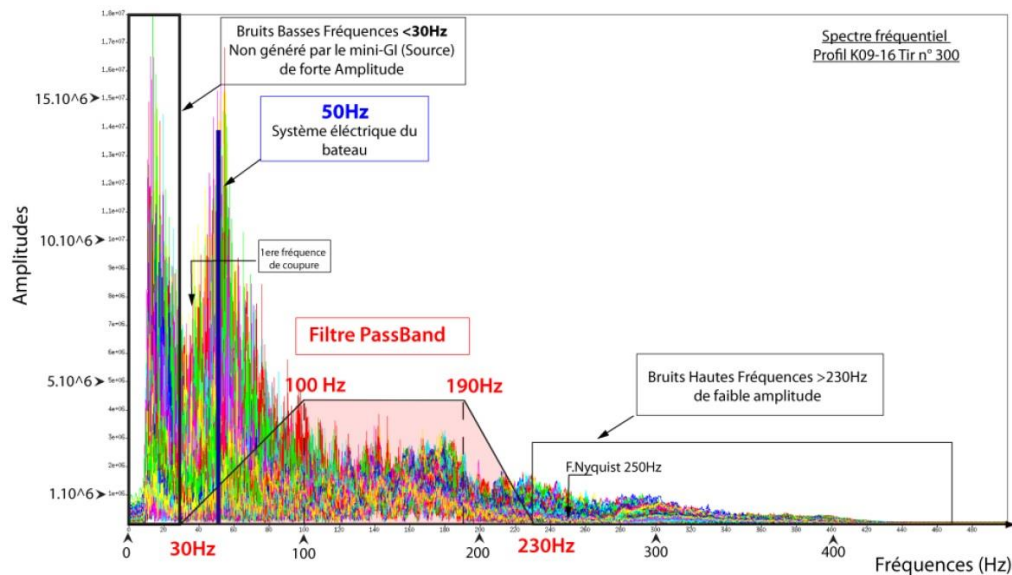


Figure III.4 Analyse du spectre fréquentiel de la ligne K09_016, tir n°300.

Atténuation du bruit résiduel par élimination des traces bruitées

Malgré le filtre, le signal sismique présente du bruit qui doit être atténué. De ce fait, un « tueur » de trace bruitée a été appliqué avec le programme **KILL72**. Ce programme permet de visualiser et répertorier les traces bruitées. La suppression de ces traces est obtenue en annulant leur amplitude. La trace n'est pas réellement supprimée mais simplement mise à zéro pour conserver un même nombre de traces pour l'ensemble des cdp. Il est nécessaire de veiller à ne pas mettre à zéro toutes les traces d'un même cdp même si celui-ci est fortement bruité. La trace blanche qui résulterait de l'addition des traces pour ce CDP donnerait un aspect irrégulier/interrompu au profil sismique et créerait une difficulté de traitement lors de la migration. La [Figure III.5](#) montre les différents taux de détection de bruit sur les traces appliquées à la ligne K09_017. Les taux de détection sont appliqués successivement de manière croissante, plus le paramètre de détection (Pd) est faible (*e.g.* Pd=100) plus le bruit est atténué. Néanmoins, un trop faible Pd entraîne la mise à zéro de toutes les traces d'un même cdp. Il est donc nécessaire de faire un compromis entre l'atténuation du bruit et la préservation du signal. En définitive, l'utilisation en routine de ce programme sur un profil pour lequel le degré de bruit était variable le long de la section s'est avérée peu efficace pour améliorer le rapport signal sur bruit de l'ensemble du profil. Il aurait fallu traiter chaque secteur bruité individuellement, ce qui s'est avéré être fastidieux compte tenu des milliers de kilomètres de sismique que j'avais à traiter.

Correction de la divergence sphérique

Le signal subit une décroissance en amplitude fonction de la distance « r » de propagation de l'onde depuis la source. La décroissance est liée au fait que l'énergie sismique se répartit sur une sphère de plus en plus grande. Le programme **DIVSPH72** corrige cet effet de dissipation sphérique de l'énergie. Il applique une loi de gain (Loi de Newman) qui dépend du temps de propagation et de la vitesse de propagation.

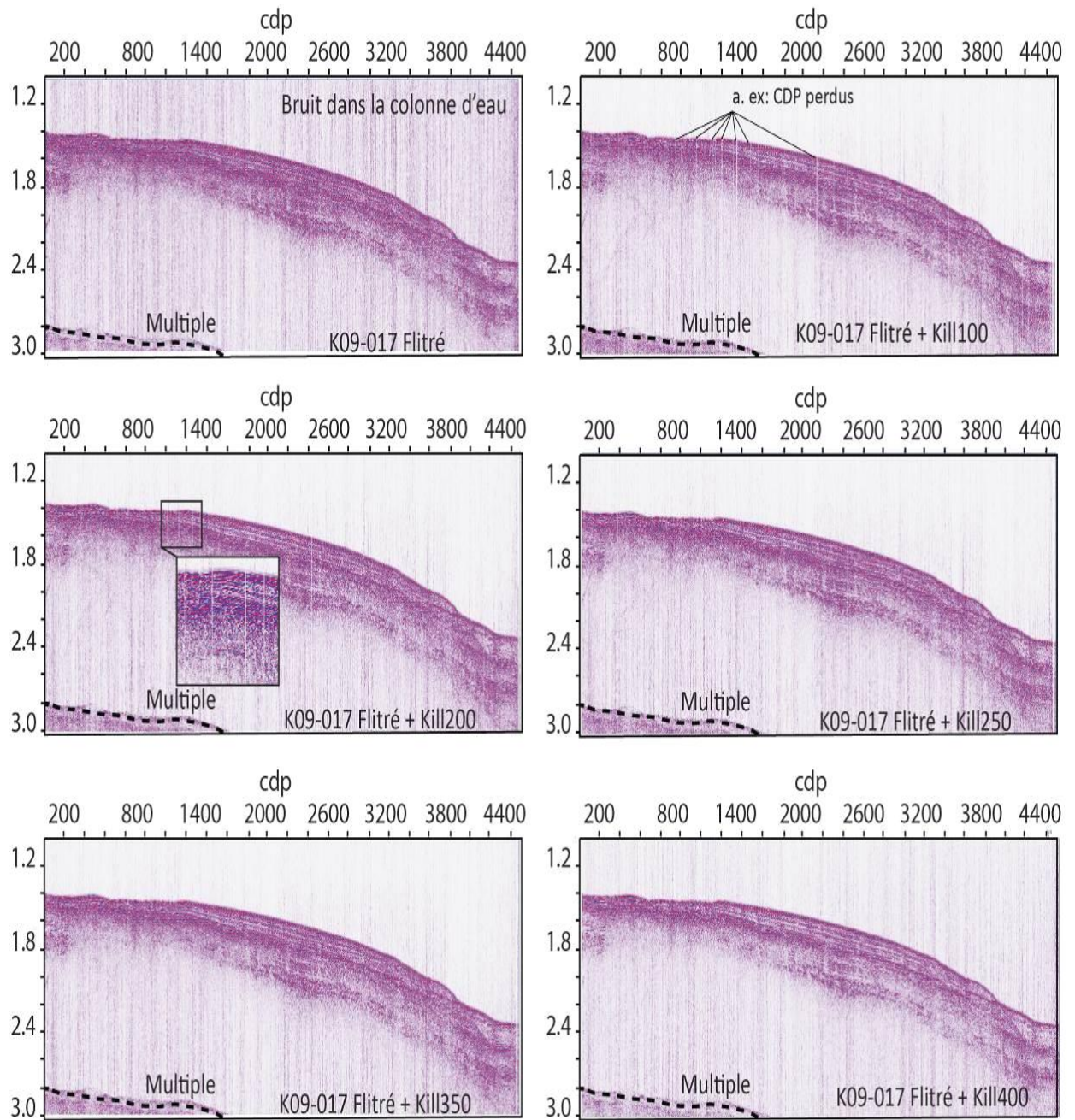


Figure III.5 Test du "tueur" de trace KILL72 sur la ligne K09_017. Les paramètres de détections des traces bruitées (Pd) varient de 100 à 400 pour la section proposée.

Analyse de vitesse et correction dynamique (NMO)

Le principe de l'analyse de vitesse consiste d'une part à faire l'hypothèse qu'à chaque pas de temps d'échantillonnage sur la trace, des temps doubles sont enregistrés pour une réflexion, d'autre part à faire un balayage de vitesse pour obtenir celle donnant la meilleure relation suivant l'hyperbole définie.

L'analyse de vitesse est une méthode empirique qui permet de retrouver les lois de vitesse quadratique moyenne (*vitesse rms pour root mean square*) correspondant aux réflexions successives. Cette phase de traitement se présente sous forme de graphiques qui permettent de visualiser un large spectre de vitesses appelées semblances. Les semblances indiquent les maximums d'autocorrélation des traces sismiques d'un même CDP pour des vitesses variables en fonction du temps le long de la trace. Le principe est de calculer des valeurs d'autocorrélation des traces (forte amplitude du graphique) en fonction de la vitesse de correction NMO (horizontale du graphique) et de la profondeur le long de la trace (verticale du graphique, exprimée en seconde ; [Figure III.6](#)). Les vitesses obtenues par pointés dans le spectre de vitesse sont appliquées aux traces sismiques d'un même CDP pour les corriger de l'accroissement des temps de parcours en fonction du déport de la trace par rapport à la source. Cette correction dynamique est appliquée au temps de réflexion pour corriger l'effet de l'augmentation du temps de parcours. Cette correction est fonction de la distance croissante à l'acquisition (offset), de la vitesse et de la profondeur du réflecteur. Elle est calculée séparément pour chaque temps de la trace sismique. La bonne correction du temps d'accroissement (normal move out) tend à « horizontaliser » les collections de cdp d'une même trace ([Figure III.7](#)).

Cette phase de traitement permet éventuellement d'atténuer le multiple mais dans le cas de cette sismique le multiple n'est pas atténué. Le déport min/max étant faible les vitesses de correction NMO n'atténue pas la réflexion multiple. Cette dernière conserve ainsi un signal fort lors de la phase de sommation.

De plus, les gammes de vitesses obtenues lors du pointé permettent d'évaluer des pseudos vitesses qui servent à estimer les vitesses moyennes permettant d'évaluer un ordre d'épaisseurs des sédiments observés.

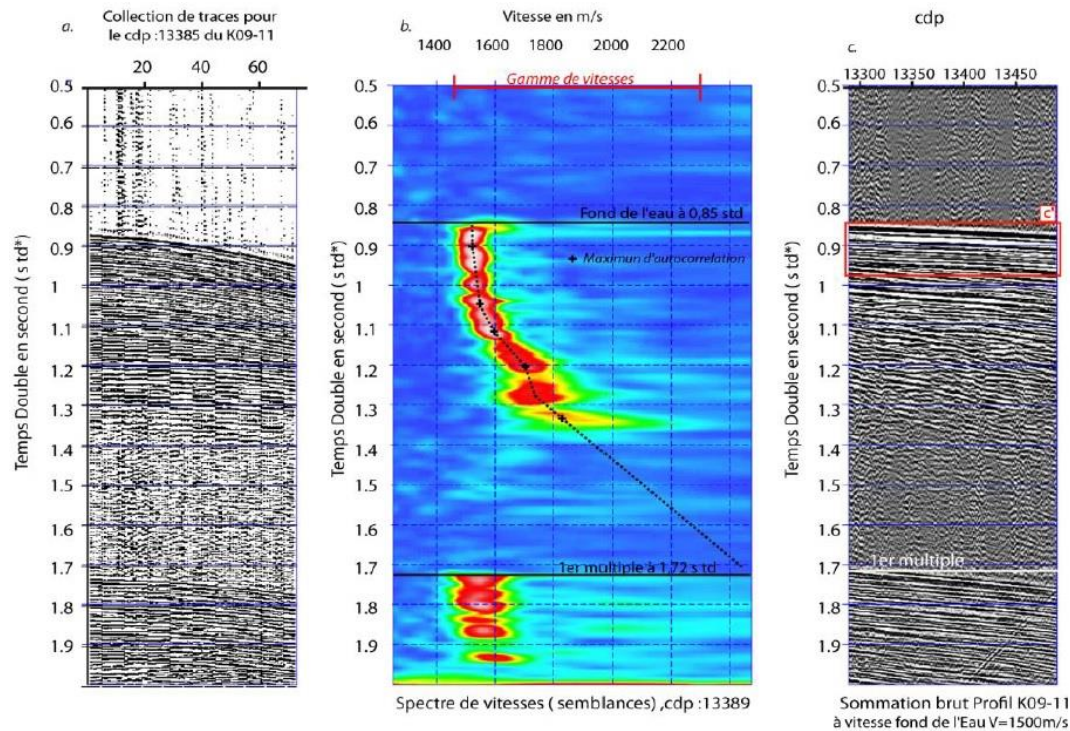


Figure III.6 Analyse de vitesse du profil K09_011. Les fortes amplitudes au centre des semblances (blanc) correspondent aux vitesses les plus probantes à la correction dynamique ou de normal « move out ».

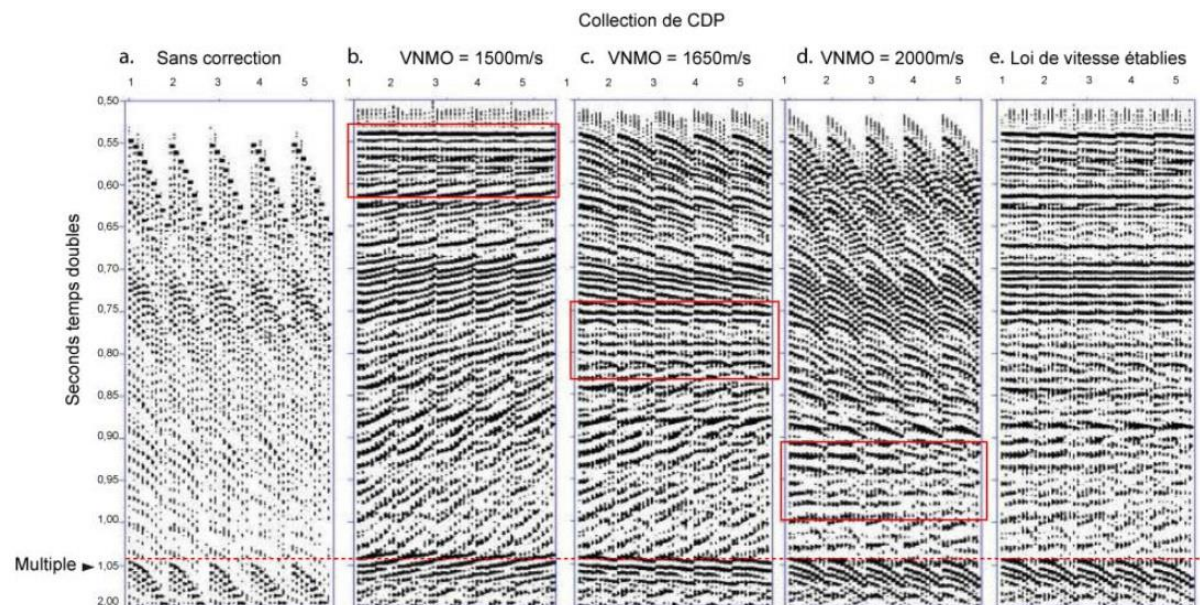


Figure III.7 Loi de vitesse sur une collection de cdp (ou « Constant velocity analyse »). Effet de ces corrections NMO selon différentes vitesse sur un ensemble de traces sismiques triées en CDP. On constate que les vitesses pointées sont validées pour un réflecteur donné quand la courbure des réflexions de l'ensemble des cdp d'une trace présente un tracé horizontal (cadre rouge). Une fois établie, la loi de vitesse (variable en fonction de la profondeur) est appliquée à l'ensemble du profil. a. sans correction, de b. à d. vitesse en fonction de la profondeur, e. correction de normal move out établie selon la loi établie.

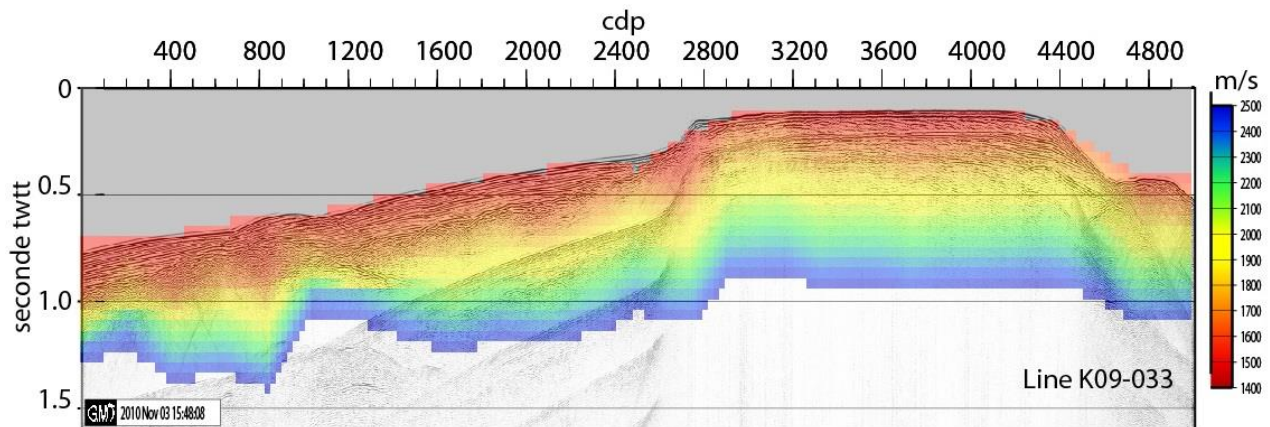


Figure III.8 Visualisation de la loi de vitesse NMO établie pour le profil K09_33. La représentation graphique du pointé de vitesse en surimpression de la ligne sismique associée permet de s'assurer de la bonne cohérence latérale de la loi de vitesse établie.

Sommation, migration à vitesse constante et filtre de fin de traitement

Avec la loi de vitesse établie, une sommation est réalisée avec le module **STACK72**. Cette étape consiste à additionner les traces d'un même CDP une fois les corrections NMO appliquées. Cela permet d'augmenter le rapport signal/bruit d'un facteur équivalent au nombre de traces additionnées. La longueur du dispositif utilisé ne permet pas de migration à vitesse variable ou une migration en profondeur, seule une migration à vitesse constante a donc été appliquée. La vitesse utilisée est la vitesse dans l'eau soit environ 1500 m/s (**MIGRA72**). Cette migration permet d'atténuer les hyperboles de diffraction du fond de l'eau en particulier et rend le profil plus lisible.

La chaîne de traitement est finalisée avec un filtre passe-bande final et une conversion des fichiers stackés et migrés au format SEG-Y pour leur exportation vers les logiciels d'aide à l'interprétation. Ces fichiers SEG-Y ont été introduits dans un SIG d'interprétation sismique Kingdom Suite (IHS).

II.1.2.2.3. Les données sismiques complémentaires

L'ensemble des données complémentaires de sismique réflexion que j'ai utilisé ont permis de densifier les données de la sismique HR de la mission KaShallow 2 au niveau de l'éperon Karukéra dans le Bassin de Marie-Galante et en domaine côtier. Dans les bassins profonds, elles ont permis d'obtenir des images à des profondeurs supérieures à celles atteintes avec la sismique HR. La position des lignes sismiques utilisées est reportée sur les [Figure III.9](#) et [Figure III.10](#).

Kashallow1 (N/O Antea, JF Lebrun, 2008)

Il s'agit d'une sismique réflexion haute résolution réalisée avec une source sparker (200-1000 Joules). Cette source produit une gamme fréquentielle d'environ 200Hz-500Hz, soit une plus haute fréquence qu'avec KaShallow 2. Il en résulte une sismique moins pénétrative de l'ordre de 0.5 secondes temps double qui permet de caractériser en détail les formations superficielles. Le récepteur était une flûte 6 traces ou monotrace. Les traitements appliqués sont une sommation et l'application d'un filtre anti-houle. Les données KaShallow 1 ont été utilisées dans la zone très peu profonde du secteur du Banc Flandre, au Nord de l'éperon et sur les plateaux immergés.

Aguadomar (N/O Atalante, Deplus, 1999)

La sismique Aguadomar est une sismique réflexion plus basse résolution que les deux précédentes. La source était constituée de 2 canons en mode GI de 45/45Ci et 105/105Ci chacun. Il en résulte une pénétration de l'ordre de 4 seconds temps doubles. Le récepteur était une flûte analogique de six traces. Les traitements appliqués sont une sommation six traces, une migration à vitesse constante et une déconvolution prédictive qui affinent le signal.

Les données Aguadomar m'ont permis de confirmer la position du toit du socle acoustique à travers le bassin. Les pointés des réflecteurs profonds sur la sismique Aguadomar reportés sur les profils de la sismique HR au niveau des points de croisement permettent par extrapolation de proposer l'extension des unités profondes. La résolution spatiale de ces unités demeure inférieure à celle atteinte pour les unités imagées par l'ensemble des sismiques disponibles.

Sismantilles1 (Hirn, 2000)

La sismique Sismantilles 1 est une sismique basse fréquence (20-30Hz) de forte puissance (2 canons à air de 16 litres et 4 canons de 9 litres réglés en mode monobulle). Le récepteur était une flûte 96 traces de 4500 mètres permettant une couverture 24. Les profils utilisés ont permis de placer la limite du substratum lorsque ce n'était pas possible avec les autres données sismiques. Ces profils ont permis d'imager les structures profondes du bassin et de montrer la structure générale du bassin.

Les profils utilisés ont eu un traitement rapide de bord à l'exception du profil DLT7B, d'orientation d'EW transverse au bassin [Figure III.9a](#) et [Figure III.10](#)). Ce profil a été retraité en laboratoire au cours des travaux de thèse de Mahamat Ammy (UAG-GéoAzur). Les traitements principaux appliqués sont les suivants : correction NMO et DMO, mute interne des multiples, filtre FK, déconvolution prédictive, sommation en couverture 9 et migration à vitesse constante.

Le sondeur à sédiments

Le sondeur à sédiments (ou CHIRP) permet d'imager les couches sédimentaires superficielles correspondant aux premiers réflecteurs vus en sismique avec une résolution infra-métrique. Il s'agit d'une sismique réflexion monotrace de très haute résolution (THR) utilisée au cours de la mission KaShallow 2 pour cibler les séries sédimentaires à prélever par carottage. Les profils étudiés m'ont permis parfois de caractériser l'expression morphologique de certaines failles actives au cours de la période sub-récente.

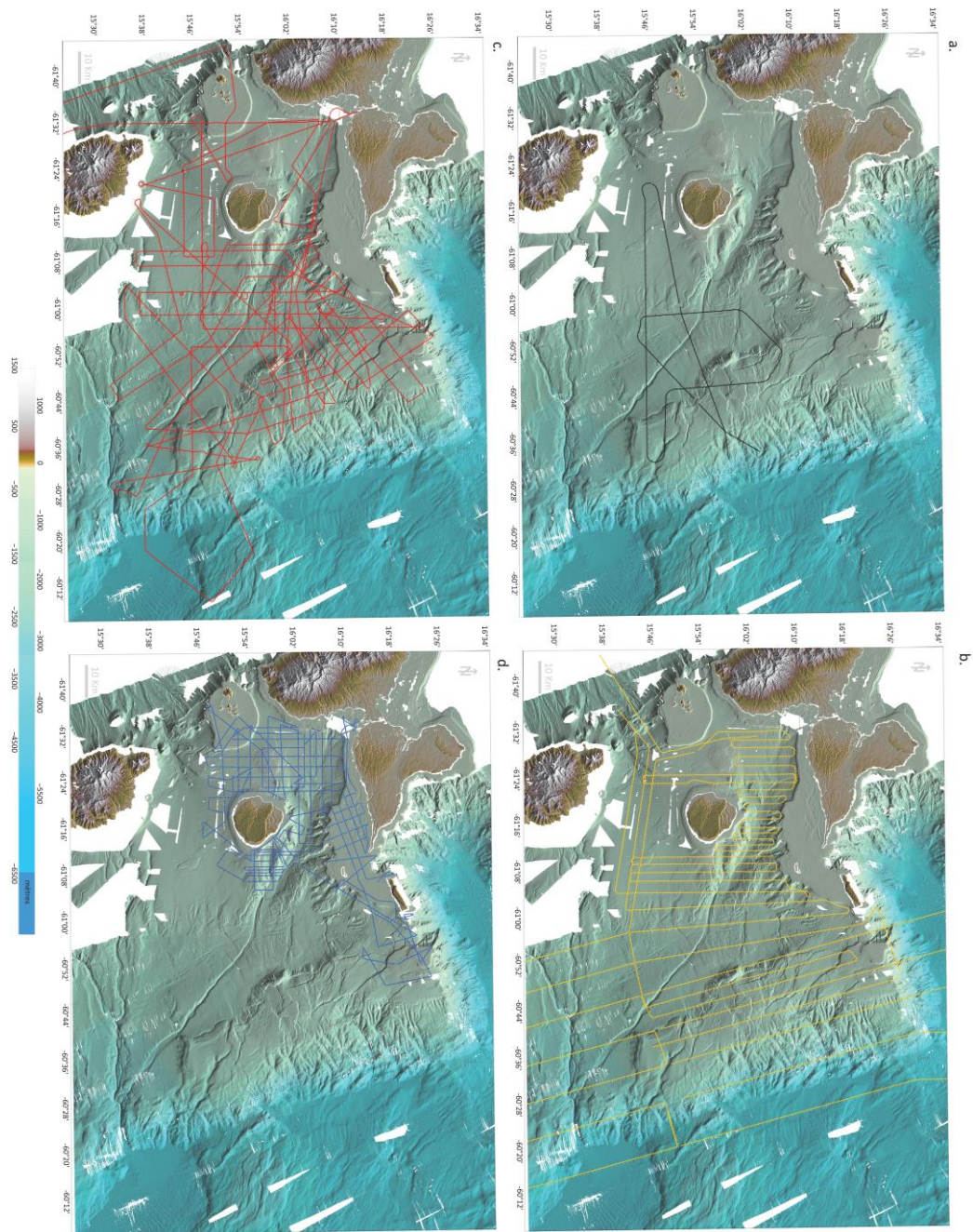


Figure III.9 Couverture sismique multi-échelle du BMG. a. Couverture sismique basse résolution Sismantille1 (Hirn, 2001), 6 seconds temps doubles (s td) de pénétration. b. Couverture sismique réflexion Aguadomar (moyenne résolution) (Deplus, 1999) pénétration de 2s à 4.5s td. c. Couverture sismique réflexion haute résolution (HR) KaShallow 2, pénétration de 1s à 3.5s td. d. Couverture sismique réflexion haute résolution (HR) KaShallow1 pénétration de 0.02 à 0.5 s td.

II.1.2.2.4. Densité de points de croisement multi-résolutions

Au total la base de données du Bassin de Marie-Galante inclut environ 6500 km de profils sismiques traités et référencés dans le logiciel pétrolier « Kingdom-Suite » (IHS). La compilation de toutes les résolutions de sismique permet de proposer une architecture 3D du bassin. La géométrie du bassin est donnée avec une densité de profil d'environ 1 ligne tous les 2,5 à 3 kilomètres ([Figure III.10](#)). L'Annexe n°1 propose la liste des profils retraités au cours de cette étude ainsi que les paramètres appliqués.

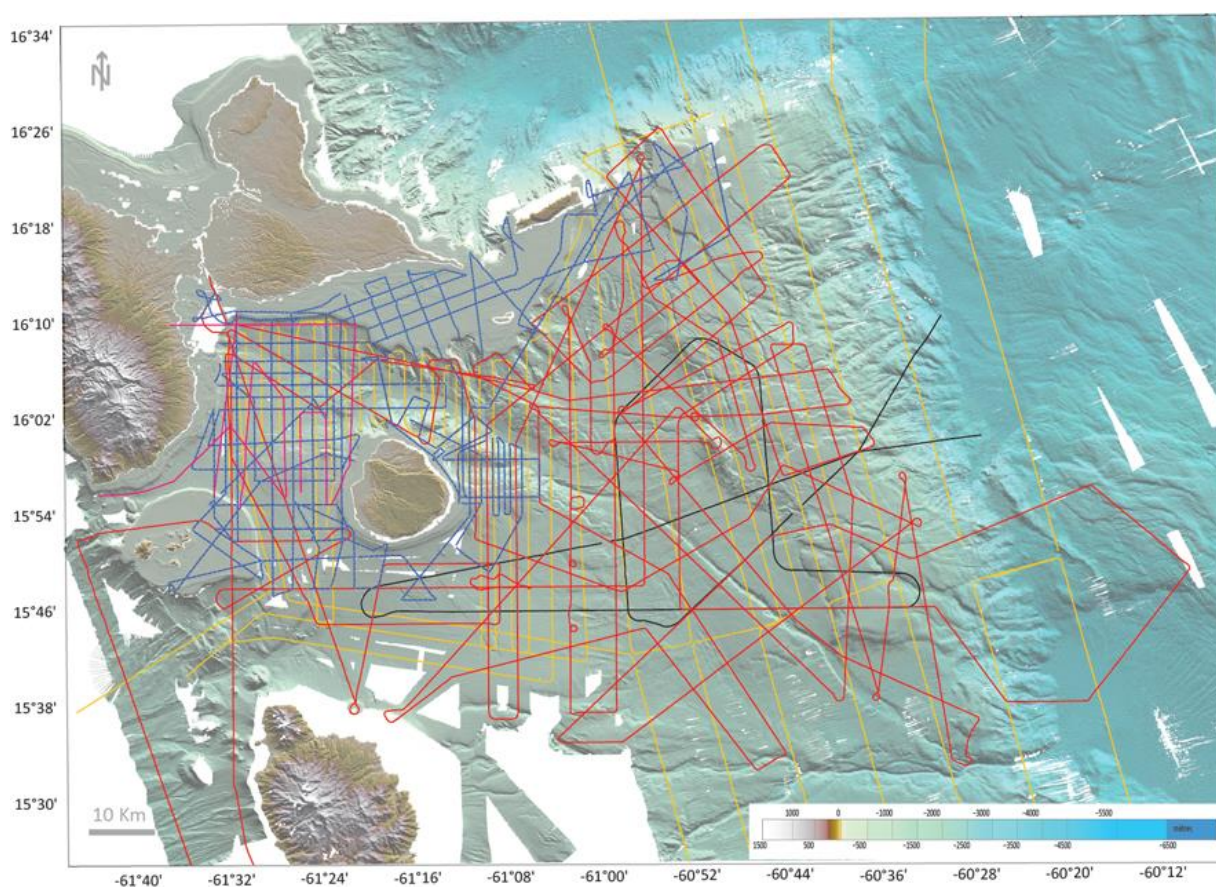


Figure III.10 Densité de points de croisement. Permet une architecture en 3 dimensions et multi-échelle du BMG. De la plus haute à la plus basse résolution ; en bleu : Kashallow1 ; en rouge : Kashallow2 ; en jaune : Aguadomar et en noir : Sismantilles1.

III.1.3. Les données géologiques

III.1.3.1. Échantillonnage géologique

Le projet KaShallow a fait l'objet d'un chantier d'échantillonnage géologique des formations en mer. Ce dernier a été conduit de façon à couvrir au mieux l'ensemble de la période Néogène. Les sédiments antérieurs au Miocène inférieur n'ont pas été prélevés, mais ont été identifiés au nord de la zone d'étude dans un dragage des missions Arcante (*Andreieff et al.*, 1979) et à Antigua (*Frost and Weiss*, 1979). La base de données géologique est complétée des échantillons ARCANTE1 récupérés au BRGM pour cette étude. La quasi-totalité du bassin a été échantillonnée via plusieurs méthodes.

L'échantillonnage consistait à prélever les unités affleurantes à la faveur d'érosion sous-marine ou d'escarpement de faille reconnus en sismique (*Figure III.11*). Étant ainsi ciblées, ces unités ont été échantillonnées à l'aide de percuteur à roche (carottier Cnexo-Ville), au Kullenberg et via un ROV (*Figure III.12*).

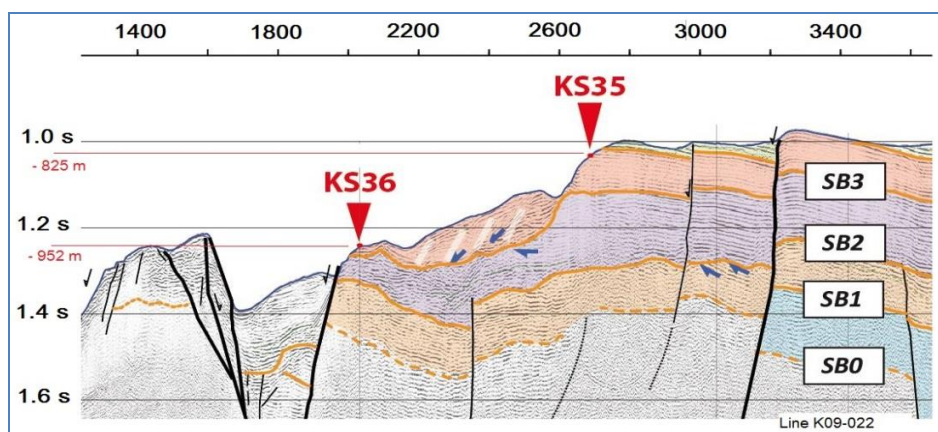


Figure III.11 Localisation des prélèvements sur les formations affleurantes reconnues en sismique réflexion. Les prélèvements KS35 et KS36 sont localisés sur le profil K09-022 au niveau de la bordure ouest de l'Éperon Karukéra.

III.1.3.1.1. Les données ROV (Remotely Operated Vehicle)

Les plongées ROV à proximité de l'île de Marie-Galante ont permis un échantillonnage de deux escarpements de failles et de bancs. Ils ont permis de caractériser précisément deux unités reconnues en sismique réflexion ([Figure III.12](#) et [Figure III.13](#)).



Figure **III.12** Photographies des plongées ROV. Escarpement de la Barre de l'île Nord-Est de Marie-Galante. Les photographies montrent des affleurements de bancs calcaires bien stratifiés à près de 500 m de profondeur où ont été prélevés les échantillons BMG ([Figure III.13](#)).

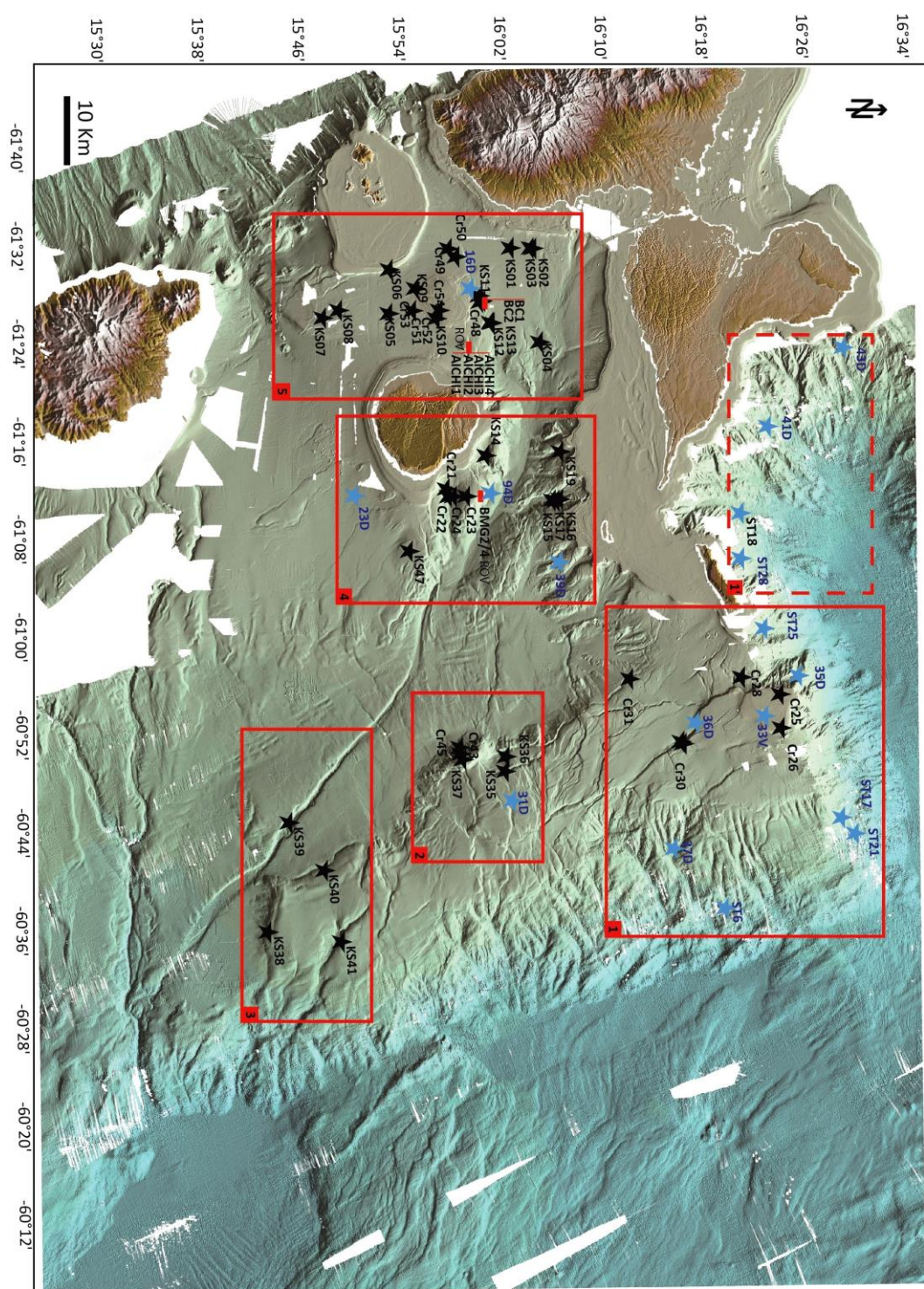


Figure III.13 Carte de localisation des échantillons. Les encadrés rouge correspondent aux zones de prélèvements ; 1et 1' : Nord Eperon Karukéra ; 2 : Centre Eperon Karukéra ; 3 : Sud Eperon Karukéra ; 4 : Vallée de Marie-Galante et 5 : Bassin Sud Grande-Terre. Etoiles noires : carottes (KS) et roches (CR) KaShallow2. Etoiles bleues : échantillons Arcante1 (BRGM) réutilisés. Rectangle rouges : Échantillons ROV KaShallow0. 1 à 5 : MNT SISMER + IGN à terre à 25m UTM20 – référence géodésique. Projection WGS84.

III.1.3.2. Datations des formations

Sur l'ensemble des prélèvements, 27 échantillons ont été datés biostratigraphiquement sur la base des foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques et nannofossiles. Pour les foraminifères planctoniques, nous avons utilisé les subdivisions de *Berggren et al.* (1995) et pour les nannofossiles, celle-ci *Martini* (1971) et *Okada and Bukry* (1980). Les intervalles calibrés utilisés sont ceux définis respectivement par *Wade et al.* (2011) pour les planctoniques et *Raffi et al.* (2006) pour les nannofossiles.

Les datations réalisées donnent des âges variant de 19 Ma (Miocène inférieur) à l'Actuel couvrant ainsi la période Néogène. Seuls les dragages Arcante1 réutilisés pour le calage sismo-stratigraphique révèlent des âges plus anciens datés de l'Éocène. La liste des bio-marqueurs est donnée en Annexe n°2.

III.1.3.3. Analyse des échantillons

L'annexe 2 propose une analyse macroscopique et microscopique complète de l'ensemble des échantillons prélevés dans le Bassin de Marie-Galante avec une description des prélèvements de roches, des carottes, des lames minces et des marqueurs biostratigraphiques et paléo-environnementaux. Au total, 33 lames minces ont été réalisées dont 9 sur l'Éperon Karukéra (zones 1,2 et 3), 9 à l'Est de Marie-Galante (zone 4) et au Sud de Grande-Terre et 15 à l'Ouest de Marie-Galante (zone 5) ([Figure III.13](#)).

Sur l'Éperon Karukéra (zone 1, 2 et 3), au Nord-Est de Marie-Galante et au Sud de la marge Sud de Grande-Terre (zone 4), les prélèvements sont majoritairement de nature carbonatée avec une fraction volcano-clastique moindre. Il s'agit soit de calcaires récifaux à para-récifaux bien indurés ou de boue carbonatée riche en foraminifères planctoniques. Néanmoins dans la zone 1, des clastes issus du socle métamorphique de La Désirade ont été prélevés (prélèvement 36D) (*Cf.* [Annexe 2](#) et [Figure III.13](#)).

III.2. Méthodes : Interprétations morpho-structurale et sismo-stratigraphique

III.2.1. Analyse morpho-structurale

L'analyse morpho-structurale du bassin est réalisée avec des cartes thématiques de direction de pente, de valeur de pente et de visualisation tridimensionnelle à partir du MNT à 25m réalisées dans la zone d'étude.

Généralement, les cartes de pente permettent d'évaluer rapidement la pente et/ou le versant du terrain dans le cadre de : l'analyse de la raideur de pente et/ou de la direction de la pente, la détermination de la vitesse et de la direction des écoulements ou encore l'estimation de l'impact et de la direction des courants de fonds. Dans notre cas, la carte de valeur de pente rend compte des structures tectoniques tels que les escarpements de failles ou le réseau hydrographique sous-marin bien développé du bassin.

La carte de direction de pente permet de mettre en évidence les directions préférentielles ayant un impact sur le réseau hydrographique du bassin ou de souligner des directions d'escarpement non observables de manière évidente sur la carte bathymétrique. L'ensemble des MNT réalisés est exposé au chapitre IV

III.2.2. L'interprétation sismo-stratigraphique

Les profils ont été adaptés à une échelle d'impression à l'aide de Seismics Unix et imprimés pour une première interprétation des réflecteurs. Les paramètres d'impression étaient de 1/35000 pour l'échelle horizontale et d'une exagération verticale de 5, ce qui a permis une bonne visualisation des unités sédimentaires. Les post scripts des profils ont été réalisés avec et sans gain (AGC), ce qui permet de contracter en profondeur des réflexions (Figure III.14).

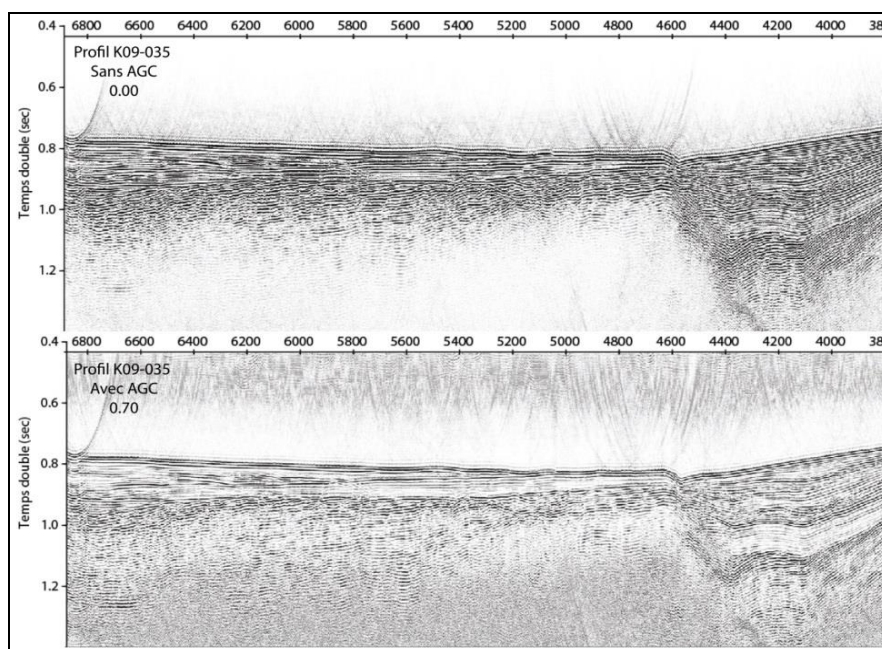


Figure III.14 Profil K09-35. En haut : profil avec AGC. En bas profil sans AGC. Permet deux types de visualisation d'une même section.

L'interprétation des profils sismiques est basée sur les principes de stratigraphie séquentielle développée par les pétroliers (*Vail et al.*, 1977 et *Van Wagoner et al.*, 1988). Ces principes consistent à analyser les géométries et les terminaisons sismiques entre les réflecteurs puis d'identifier les limites supérieures et inférieures de chaque unité. Cette analyse permet de caractériser les différentes unités sismiques. Le but est de proposer une évolution des séquences de dépôts en termes de variation relative du niveau marin au niveau des marges.

III.2.2.1 Faciès sédimentaires, faciès sismiques et unités sismiques

En sédimentologie, la notion de faciès correspond à la description de l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) d'une couche sédimentaire, on parle alors de faciès unitaire ou de strate. Cette notion est utilisée dans un sens interprétatif faisant référence aux mécanismes de dépôts (*e.g.* faciès turbiditique) ou aux environnements de dépôts (*e.g.* faciès marin). Cette approche interprétative se base uniquement sur le principe d'actualisme. L'échelle du faciès unitaire (millimétrique à métrique) dépend des formations étudiées et de la technique d'observation (microscopique ou sur le terrain) ainsi les faciès sismiques ne sont pas directement comparables au faciès de terrain puisque la résolution moyenne est plurimétrique en sismique Haute-Résolution.

En sismique marine, l'information fournie dépend des caractéristiques acoustiques de la couche sédimentaire qui sont fonctions des paramètres lithologiques et physiques des sédiments. L'imagerie sismique dépend des contrastes d'impédance acoustique des différentes lithologies. Ces contrastes produisent des réflexions dont la magnitude et la polarité sont fonction de la porosité, de la cimentation, de la densité et du contenu en fluides (gaz, huile, eau) de la roche. Il en résulte une visualisation indirecte de la répartition spatiale et la géométrie d'un corps sédimentaire. Cette visualisation permet de définir des systèmes de dépôts et des séquences de dépôts dont l'échelle peut être régionale. À l'intérieur de ces formations, la configuration des réflexions peut apporter des informations sur les conditions de dépôts, on parle alors de faciès sismique. On distingue :

- Les réflexions chaotiques qui sont associées soit à des masses sédimentaires glissées ou déformées, soit à des érosions abondantes de type chenalisant.
- Les faciès transparents sont caractérisés par un ensemble homogène dont la base est plus ou moins marquée. Ils peuvent correspondre à des dépôts en masse issus de glissement gravitaire.
- Les faciès lités, parallèles, indiquent des conditions de dépôts de faible énergie. Leurs faciès divergents expriment soit un taux de subsidence différentielle (long des zones de failles) soit une zone de rupture de pente (passage plateau à talus).

- Les faciès obliques ou sigmoïdes correspondent à de l'aggradation latérale, on parle ainsi de progradation vers le bassin et de rétrogradation vers la marge des dépôts. Les successions d'unités définies à partir des faciès sismiques constituent l'un des éléments de base de la stratigraphie séquentielle (Figure III.15).

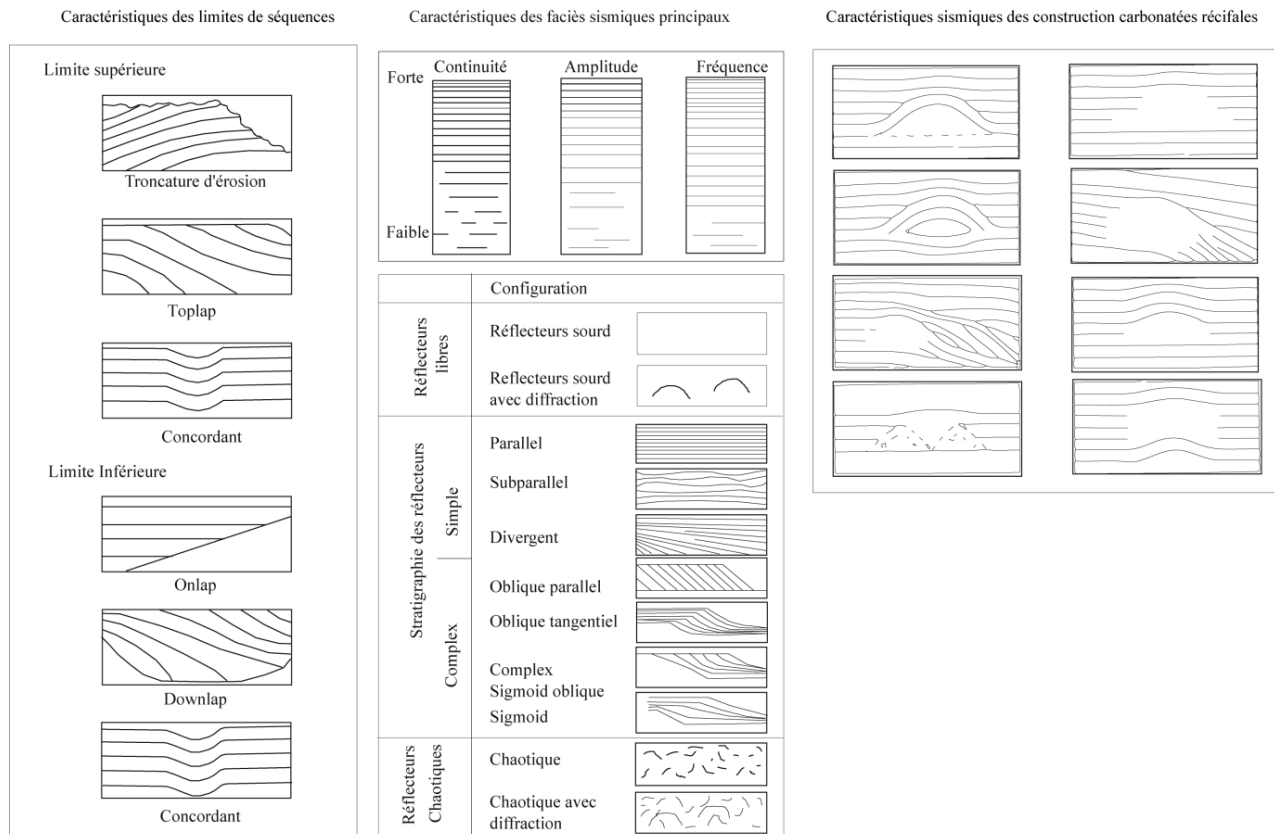


Figure III.15 Caractéristiques des réflecteurs sismiques. À gauche : La géométrie des terminaisons sismiques permettent de caractériser les limites des séquences (surfaces boundaries). Au milieu : les caractéristiques des faciès sismiques d'après *Mitchum et al., (1977)*. Les différents motifs configurations correspondent à des milieux variés en termes d'énergie, taux de subsidence et tranche d'eau. Les clinoformes sigmoïdes montrent des angles généralement faibles ($<1^\circ$) alors que les obliques atteignent 10° . Les configurations parallèles obliques traduisent l'influence des vagues, des courants et du transit des sédiments dans des tranches d'eau faibles. Les configurations sigmoïdes correspondent à des ensembles plus développés lors de montée ou de chute relative du niveau marin. À droite : Traditionnellement, on considère que de par leur aspect massif, les récifs conduisent à des faciès sourds ou à une absence de réflexion. *Bubb and Hatlelid (1978)* proposent les caractéristiques sismiques des constructions carbonatées récifales. Les récifs sont caractérisés par des structures lenticulaires de taille variables décimétrique à kilométrique à stratifications internes ou pas dont le contraste est établi avec les sédiments adjacents.

III.2.3. Stratigraphie séquentielle

En stratigraphie séquentielle, les corps sédimentaires ont une section sigmoïde dans un système polarisé Plate-forme/Bassin. Ils possèdent une structure interne typique mise en évidence par les réflecteurs sismiques. La structure et la position de ces corps dépendent de l'espace disponible pour l'accumulation ou accommodation. Cet espace est contrôlé par la subsidence qui crée de l'espace, l'eustatisme qui tend à augmenter ou diminuer cet espace et l'apport sédimentaire qui tendent à le combler. Les corps sédimentaires s'organisent en séquences génétiques de dépôt, c'est-à-dire en une unité stratigraphique composée d'une suite conforme de strates génétiquement liées et limitée à sa base et à son toit par des discordances (Figure III.15). La notion de séquence de dépôt est un concept géométrique d'organisation spatiale et temporelle des couches sédimentaires. La durée de ces séquences peut varier, on parle alors de séquence 3^e ordre entre 1 et 5Ma, 2^e ordre entre 3 et 15 Ma et 1^{er} ordre entre 10 et 50 Ma (Vail et al., 1977 et Van Wagoner et al., 1988).

La méthode consiste à déterminer les surfaces remarquables qui délimitent les cortèges de dépôts (surfaces d'érosion, de transgression, d'inondation maximale, régression forcée et de condensation) et étudier les modalités d'empilement des séquences qui résultent des variations du niveau marin relatif. Ainsi, on distingue une rétrogradation (niveau marin relatif augmente) quand les dépôts sont en translation vers le domaine continental, une progradation (niveau marin relatif diminue) quand les dépôts sont en translation vers le bassin et une aggradation (niveau marin relatif constant) quand les dépôts présentent un empilement vertical (Catuneanu 2002, 2006 et 2009).

Dans cette étude, la tectonique régionale et locale joue un rôle majeur dans la distribution des faciès et des géométries. L'influence des mouvements différentiels (surrection et subsidence) permet une évolution dans l'espace et le temps de la polarité Plate-forme/Bassin des systèmes sédimentaires. Les zones peu profondes développent une architecture de plate-forme avec localement le développement d'environnements récifaux à mesure où l'on se situe dans la zone photique. La production sédimentaire y est interne et l'influence du niveau marin joue un rôle majeur sur l'existence et l'efficacité de cette production. Contrairement aux marges continentales, la polarité s'établit souvent en

fonction de la topographie initiale et de l'hydrodynamisme des milieux (*Tucker and Wright, 1990 ; Hunt and Tucker, 1993 et Pomar, 2001*).

Dans les zones plus profondes se développent des systèmes chenalisés alimentés par les plateaux insulaires (*Figure III.16*). Les modèles de stratigraphie séquentielle montrent que les plateaux sont plus développés pendant les périodes de haut niveau marin que pendant les périodes de bas niveau. Réciproquement, les périodes de bas niveau sont souvent désignées comme des périodes propices au développement des systèmes turbiditiques (*Bouma, 2004 ; Shanmugam et al., 1985 ; Weaver and Kuijpers, 1983*). Les périodes de bas niveau marin peuvent générer un creusement des vallées et une cannibalisation des édifices deltaïques quand les cours d'eau tendent à retrouver leur profil d'équilibre (*Figure III.16*). Généralement, les systèmes de bas niveau correspondent aux systèmes dont le canyon se retrouve connecté avec l'embouchure d'un cours d'eau, alors que ceux de haut niveau correspondent à des systèmes systématiquement déconnectés de ceux-ci. Ainsi, ils sont alimentés par les courants côtiers qui se développent quand le plateau continental ou insulaire est immergé (*Kolla and Macudra, 1988 et Mitchum et al., 1985*).

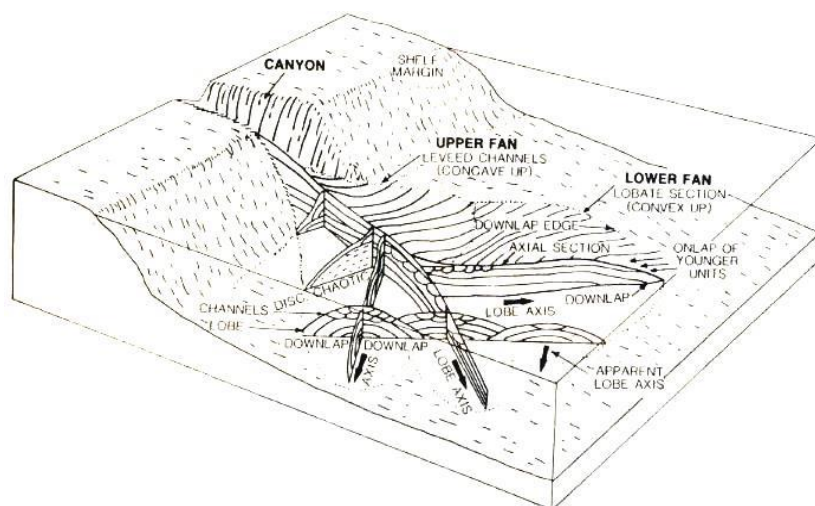


Figure III.16 Les downlaps du cône sous-marin inférieur sont interprétés comme le dépôt du bas niveau marin (type I, *Mutti and Normark (1991)*). Les complexes de chenaux levés du cône supérieur se sont déposés pendant la durée de la remontée du niveau marin (type II, *Mutti and Normark (1991)*). Extrait de *Kolla and Macudra (1988)*.

Partie III : Résultats

Cette partie s'organise en trois chapitres qui décrivent les aspects morpho-structuraux, sismo-stratigraphiques et sédimentaires du Bassin de Marie-Galante au cours du Néogène.

Le **chapitre IV** présente, dans un premier temps, l'analyse du système hydrographique immergé du Bassin de Marie-Galante. En effet, le bassin comporte un important réseau de drainage contrôlé par les reliefs émergés et immergés. Dans un second temps, l'analyse morpho-structurale permet de proposer un nouveau découpage structural du bassin. Enfin, dans un troisième temps, nous présenterons la sismo-stratigraphie générale du Bassin de Marie-Galante.

Le **chapitre V** est présenté sous la forme d'une publication soumise à *Marine Geology* le 05 mai 2014. Il porte sur l'architecture sédimentaire et la tectonique de l'Éperon Karukéra. Cet éperon constitue actuellement l'extrême limite orientale du bassin de Marie-Galante et surmonte le prisme d'accrétion de la Barbade. Son étude révèle une sédimentation mixte avec plusieurs épisodes de dépôts de bassin et de plate-forme carbonatée. Cette sédimentation a enregistré une lente subsidence de l'avant-arc interrompue par des phases de surrection au cours du Néogène et du Pléistocène mettant en cause la subduction de la ride de Tiburon.

Le **chapitre VI** présente l'organisation séquentielle du bassin qui couplée à l'ensemble des microfaciès et les calibrations chronostratigraphiques permet de proposer une évolution tectonique et sédimentaire du Bassin de Marie-Galante du Paléogène au Quaternaire.

Chapitre IV

Organisation du bassin avant-arc de Marie-Galante, avant-arc des Petites Antilles.

IV.1. *Introduction*

Le Bassin de Marie-Galante constitue la zone immergée d'une partie de l'avant-arc des Petites Antilles localisée dans l'archipel guadeloupéen. Il correspond à la zone qui s'étend, du Nord au Sud, entre les îles de la Grande-Terre et de la Dominique, et d'Ouest en Est, de l'arc volcanique (au niveau de Basse-Terre) au prisme d'accrétion situé à l'Est de La Désirade et de l'Éperon Karukéra.

La morphologie du Bassin de Marie-Galante est marquée par des plateaux insulaires immergés, des platiers coralliens, des bancs, un éperon, des sous-bassins, des canyons et des vallées incisées ([Figure IV.1](#)). Ce bassin présente plusieurs sous-zones géographiques qui ont fait l'objet d'une analyse géomorphologique, structurale et sédimentaire détaillée.

L'étude morphologique du bassin permet de définir cinq sous-ensembles principaux distincts : l'Éperon Karukéra, le Sous-Bassin Flandre (SBF), le Sous-Bassin Petite-Terre (SBPT), le Sous-Bassin Arawak (SBA) et le Sous-Bassin Kubuli (SBK). Ils présentent chacun une histoire tectonique et sédimentaire liée à l'évolution globale du bassin de Marie-Galante au cours de la période Néogène ([Figure IV.1](#), [Figure IV.2](#) et [Figure IV.3](#)).

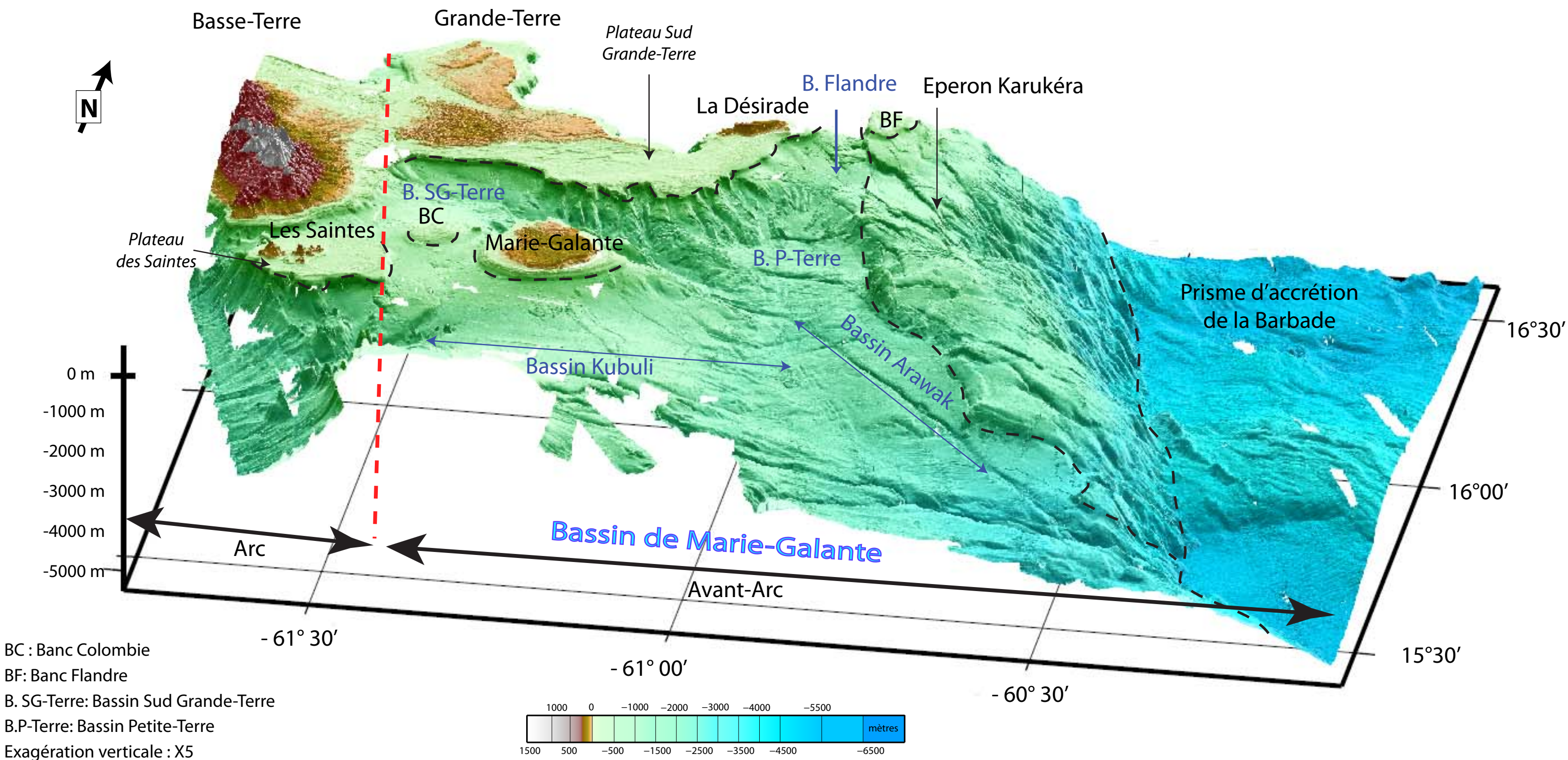


Figure IV.1 Représentation en trois dimensions du Bassin avant-arc de Marie-Galante.

IV.2. *Les différents sous-bassins*

IV.2.1. Le Sous-Bassin Kubuli (SBK)

Le Bassin Kubuli sépare l'île de Marie-Galante de l'île de la Dominique ([Figure IV.1](#), [Figure IV.2](#) et [Figure IV.3](#)), et montre un dénivelé moyen de 850m vers le Sud-Est. Il est distinctement perché sur le haut de la marge et se trouve limité au Nord par le Canyon et l'île de Marie-Galante, à l'Est par la Vallée Arawak et au Sud par les canyons Kubuli et de la Dominique.

IV.2.2. Le Sous-Bassin Flandre (SBF)

Le Bassin Flandre présente une forme de « V » ouvert vers le Sud et se localise entre le Plateau Sud Grande-Terre au large de la Désirade et l'Éperon Karukéra à l'Ouest du Banc Flandre. Il est limité au Nord par l'escarpement de la Désirade et au Sud par la Vallée Petite-Terre ([Figure IV.1](#), [Figure IV.2](#) et [Figure IV.3](#)).

IV.2.3. Le Sous-Bassin Petite-Terre (SBPT)

Le Bassin Petite-Terre est en pente vers le Sud. Il est limité à l'Est par l'Éperon Karukéra, à l'Ouest le Plateau Sud Grande-Terre, au Nord par l'escarpement nord du Bassin Flandre et au Sud par le Sous-Bassin Arawak. Il est recoupé par deux escarpements de faille d'orientation N90°E, à vergence Sud et formant 3 marches d'escalier ([Figure IV.1](#), [Figure IV.2](#) et [Figure IV.3](#)).

IV.2.4. Le Sous-Bassin Arawak (SBA)

Le Bassin Arawak, de forme allongée, suit la limite ouest de l'éperon Karukéra. Il est limité au Nord par le Bassin Petite-Terre, à l'Est par l'Éperon, à l'Ouest par le Bassin Kubuli. Il débouche au Sud-Est dans le Canyon de la Dominique. Ce bassin est entaillé par l'important Canyon Arawak (jusqu'à -2500m) qui est la continuité du Canyon de Marie-Galante selon une direction NNW-SSE ([Figure IV.1](#), [Figure IV.2](#) et [Figure IV.3](#)).

IV.2.5.L'Éperon Karukéra (EK)

L'Éperon Karukéra constitue un haut fond qui domine les sous-bassins précédemment présentés. Son plateau axial culmine à ~40m de bathymétrie au Nord tandis que son axe s'abaisse progressivement vers le Sud pour atteindre ~2500m ([Figure IV.1](#) à [IV.6](#)). Les failles qui le recoupe permettent de diviser son plateau axial en trois unités morphologiques du Nord au Sud en NAP, CAP et SAP, pour les appellations anglo-saxonnes de North, Central et South Axial Plateau. Il fait l'objet d'une étude tectonique et sédimentaire détaillée au [chapitre V](#).

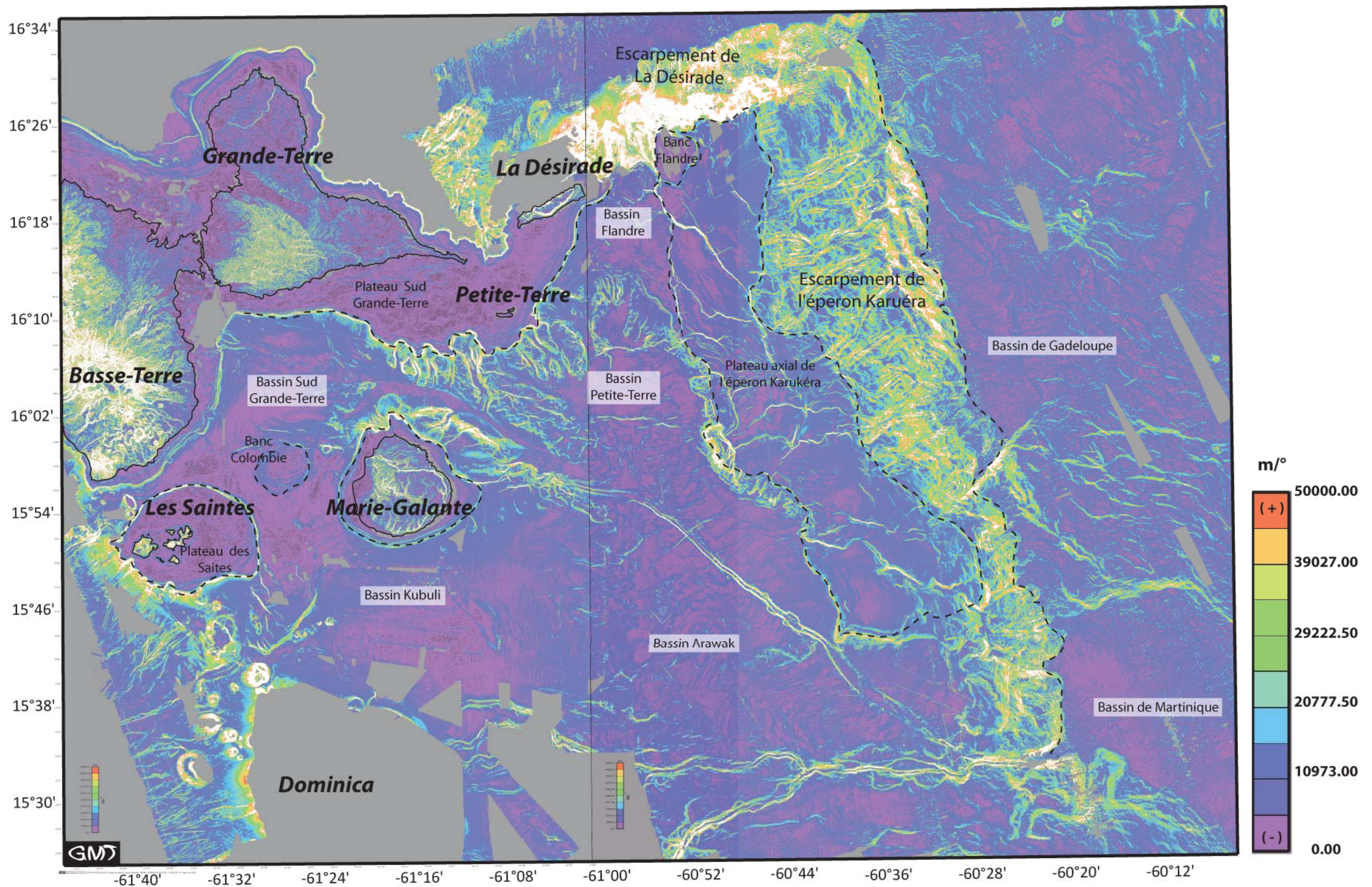


Figure IV.2 Carte de valeur de pente. Mise en évidence des escarpements majeurs et des axes de drainage. Les tirets noirs correspondent aux bordures des plateaux immergés.

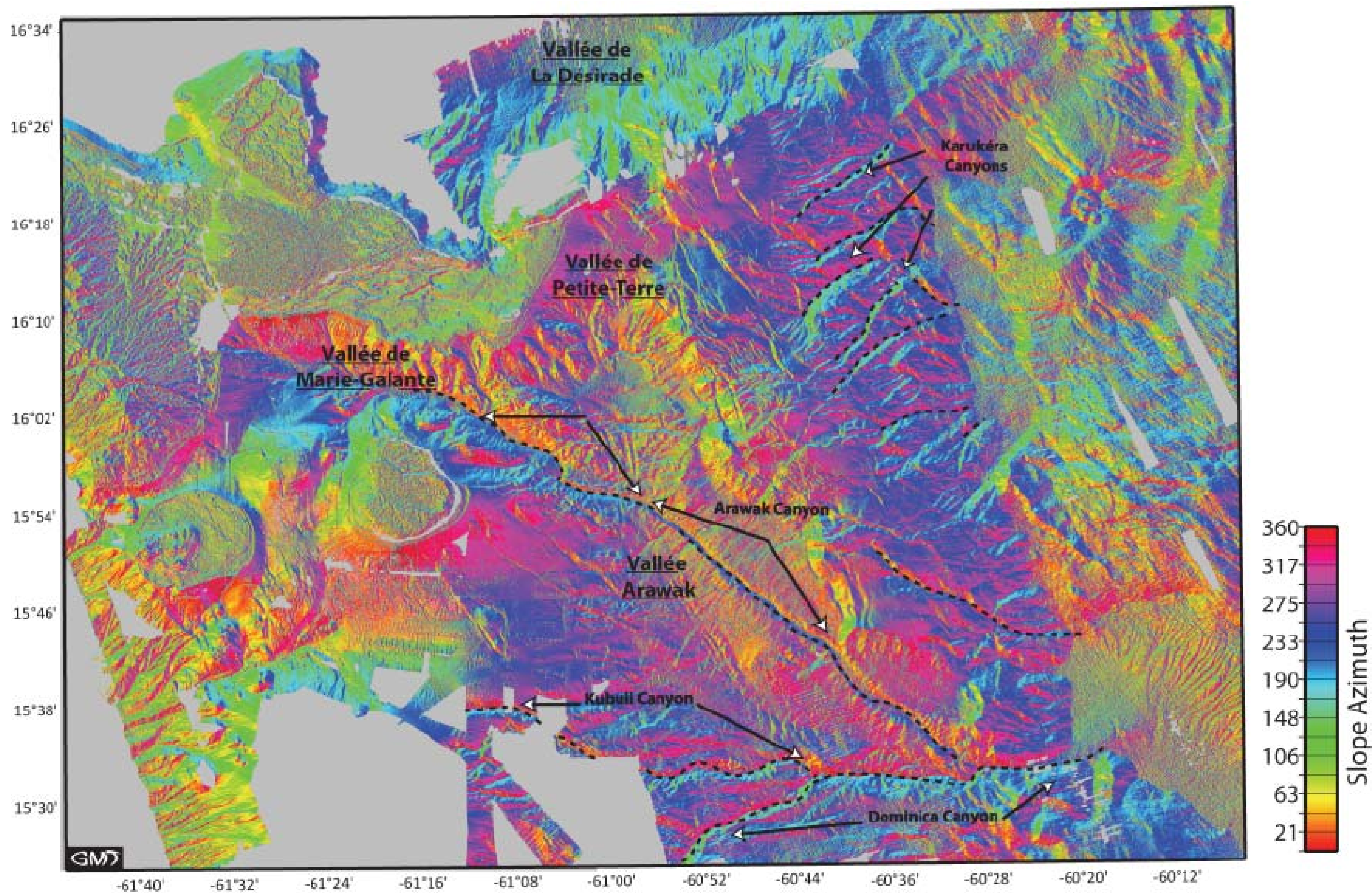


Figure IV.3 Carte de direction de pente. Mise en évidence des pentes majeures et des axes de drainage. Les tirets noirs correspondent aux axes de drainage actuel.

IV.3. Organisation des axes de drainage quaternaires

L'analyse morphologique réalisée à partir des cartes de valeur de pente et de direction de pente (Figure IV.2 et Figure IV.3) permet de mettre en évidence les axes de drainage majeurs qui contrôlent la dynamique sédimentaire récente du Bassin de Marie-Galante (Figure IV.4 et Figure IV.5). La présence des reliefs hérités de la mise en place des arcs externe puis interne, influent sur les écoulements et les zones de dépôts.

IV.3. 1. Les canyons

Les canyons sous-marins jouent un rôle majeur dans l'érosion et le transport de sédiment depuis les marges (continentale et/ou insulaire) vers le bassin où se construisent de larges complexes sédimentaires : les éventails sous-marins. Ces derniers présentent une organisation complexe à cause de leurs très grandes variabilités morphologiques. Cette variabilité est fonction de la structure de la zone d'accumulation et des apports sédimentaires.

Dans le cas du Bassin de Marie-Galante, l'alimentation du système de dépôts gravitaires s'opère à partir de sources différentes : plateau insulaire du volcan actif (Basse-Terre), plates-formes des îles calcaires (Grande-Terre, Marie-Galante) et reliefs hérités comme l'Éperon Karukéra ou ceux associés aux escarpements de failles au niveau des vallées (e.g. Vallée de Marie-Galante).

Dans ce contexte, le Canyon de Marie-Galante de direction NW-SE se situe entre l'île de Marie-Galante et Grande-Terre (Figure IV.4 et Figure IV.5). Ce canyon de plus de 1000-1500 m de profondeur est encaissé entre deux flancs de vallées abrupts sur près de 25 km de long. Il est dominé par les deux plates-formes carbonatées peu profondes (-10 à -40m) de Marie-Galante et du Banc Colombie au Sud, de La Grande-Terre et du plateau immergé au Nord. Il est alimenté par de nombreux tributaires de types gullies d'une dizaine de kilomètres de long et de direction N160°E selon la ligne de plus grande pente des marges sud et nord. Ces gullies permettent le drainage des sédiments provenant des plates-formes proches vers le canyon principal. Dans cette zone, il incise les séries sédimentaires du

bassin, faisant affleurer les séries les plus profondes. Les sédiments qui ont transité dans le canyon vont s'accumuler plus au Sud-Est, où se trouvent les dépôts les plus récents. Au Sud, le canyon est contrôlé par des directions d'escarpement N90°E (faille « Barre de l'île » recoupant le plateau émergé de Marie-Galante) puis se connecte vers l'Est à la Vallée de Petite-Terre à -900 m pour rejoindre le Canyon Arawak à -1500 m ([Figure IV.4](#) et [Figure IV.5](#)). Ainsi, les canyons de Marie-Galante et Arawak forment un même axe de drainage et transportent les sédiments du NW-NNW vers le SE-SSE. Le haut-fond formé par l'Éperon Karukéra constitue une butée pour les sédiments venant de l'Ouest et du Nord-Ouest. La morphologie abrupte de la bordure ouest de l'éperon induit des courants de contours en pied de pente (Contourites) ([Figure IV.3](#)). L'écoulement dans le canyon est dévié à l'approche de l'éperon, les courants de fond se concentrant dans l'axe du Canyon de Marie-Galante-Arawak jusqu'à sa jonction avec le Canyon de la Dominique. Cet axe Marie-Galante-Arawak est responsable de l'accumulation des sédiments plus jeunes dans le Sous-Bassin Arawak et d'une érosion de la terminaison sud-ouest et sud de l'éperon. La dynamique sédimentaire évolue vers les points les plus bas au Sud-Est de la marge puis vers le prisme, selon un système de vase communiquant typique des marges développant des bassins perchés.

Localement entre 15°40' et 15°52' de latitude, le Canyon Arawak incise profondément le Sous-Bassin Arawak dans sa partie centrale jusqu'à atteindre la même profondeur que la Vallée Arawak. Le canyon semble tendre vers un profil d'équilibre en réponse à une surrection locale de la zone ([Figure IV.4](#)). Cette surrection est visible sur le profil K09-78-79, ([Figure IV.8](#), cdp 2200-5600), celui-ci montre l'activité syn-tectonique d'une faille normale à vergence ouest et d'orientation N160°E parallèle à la bordure de l'éperon. Le compartiment de faille abaissé crée une dépression qui donne une impression de bombement dans cette zone. A ces mêmes latitudes, à l'Est de l'Éperon Karukéra, nous observons une élévation d'environ 500 m des sédiments du prisme faisant face à la ride de Tiburon.

Dans le Bassin Kubuli, les axes de drainage sont peu développés. Néanmoins, plusieurs figures sédimentaires sont observables sur les cartes proposées [Figure III.2](#), [Figure IV.1](#) et [Figure IV.3](#). Il pourrait s'agir de méga-dunes qui indiqueraient un sens des courants vers l'Est, ou de déformations gravitaires liées à l'accroissement de la pente vers l'Est ([Figure IV.3](#)). L'absence de canyon suggère que le Sous-Bassin Kubuli constitue une zone de

dépôt contrairement au Sous-Bassin Arawak qui caractérise plus une zone de transit. On en déduit que la sédimentation devrait y être plus développée, ce que confirme l'analyse sismo-stratigraphique (§ IV.6).

Les canyons Kubuli et de la Dominique d'axe Est-Ouest drainent directement les sédiments de l'île de la Dominique jusqu'au prisme d'accrétion en longeant la pointe sud de l'Éperon Karukéra (Figure IV.4 et Figure IV.5).

Enfin, les canyons du flanc oriental de l'Éperon Karukéra contribuent au démantèlement de sa couverture sédimentaire. Ils ont une orientation N50°E-N60°E, oblique à la plus grande pente et parallèle à l'escarpement de Désirade. Leurs axes sont déviés localement par des structures d'orientation N150°E visibles sur les cartes de valeur et de direction de pente (Figure IV.2 et Figure IV.3). Cette déviation systématique de tracé suggère que ces canyons sont plus anciens que ceux précédemment décrits à l'Ouest et qu'ils sont probablement antérieurs au basculement vers le Sud de l'éperon.

En conclusion, le Bassin de Marie-Galante est caractérisé par trois axes de drainage majeurs NW-SE, E-W et SW-NE correspondant respectivement aux canyons Marie-Galante-Arawak, Kubuli-Dominique et flanc occidental de l'Éperon Karukéra. Le réseau de drainage global suggère que l'ensemble du bassin constitue une zone de transit et qu'il est soumis à des phénomènes érosifs sous-marins liés à l'activité des canyons décrits (Figure IV.5).

La morphologie actuelle du Bassin de Marie-Galante et de ses sous-ensembles sur la représentation 3D montre un bassin perché à l'extrémité de l'avant-arc et incliné vers le Sud-Est (Figure IV.1 et Figure IV.4).

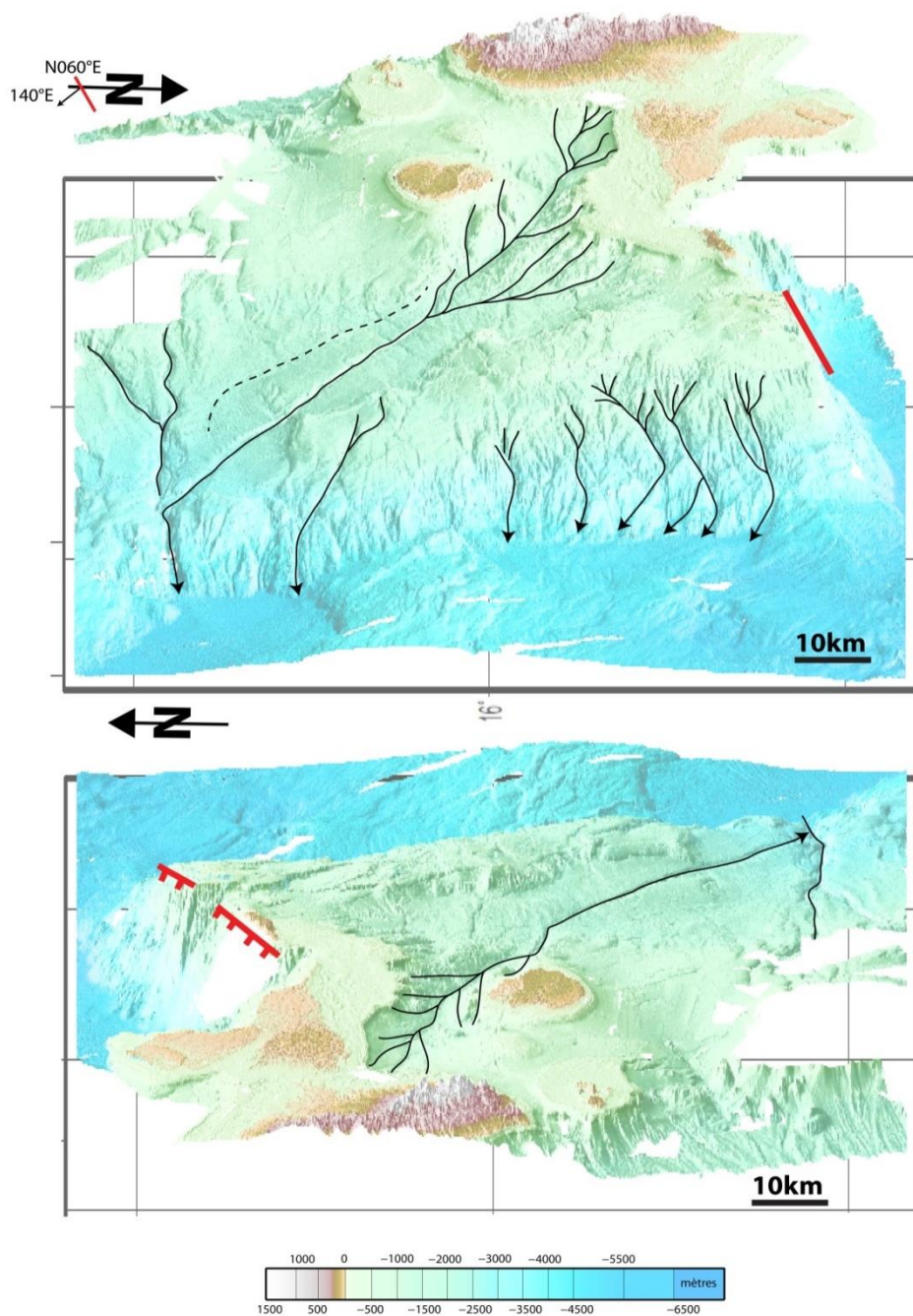


Figure **IV.4** Vue en trois dimensions du Bassin de Marie-Galante selon deux directions principales. A. Vers l'Ouest B. Vers l'Est. Trait rouge : Escarpement majeur de Désirade (~5000m).

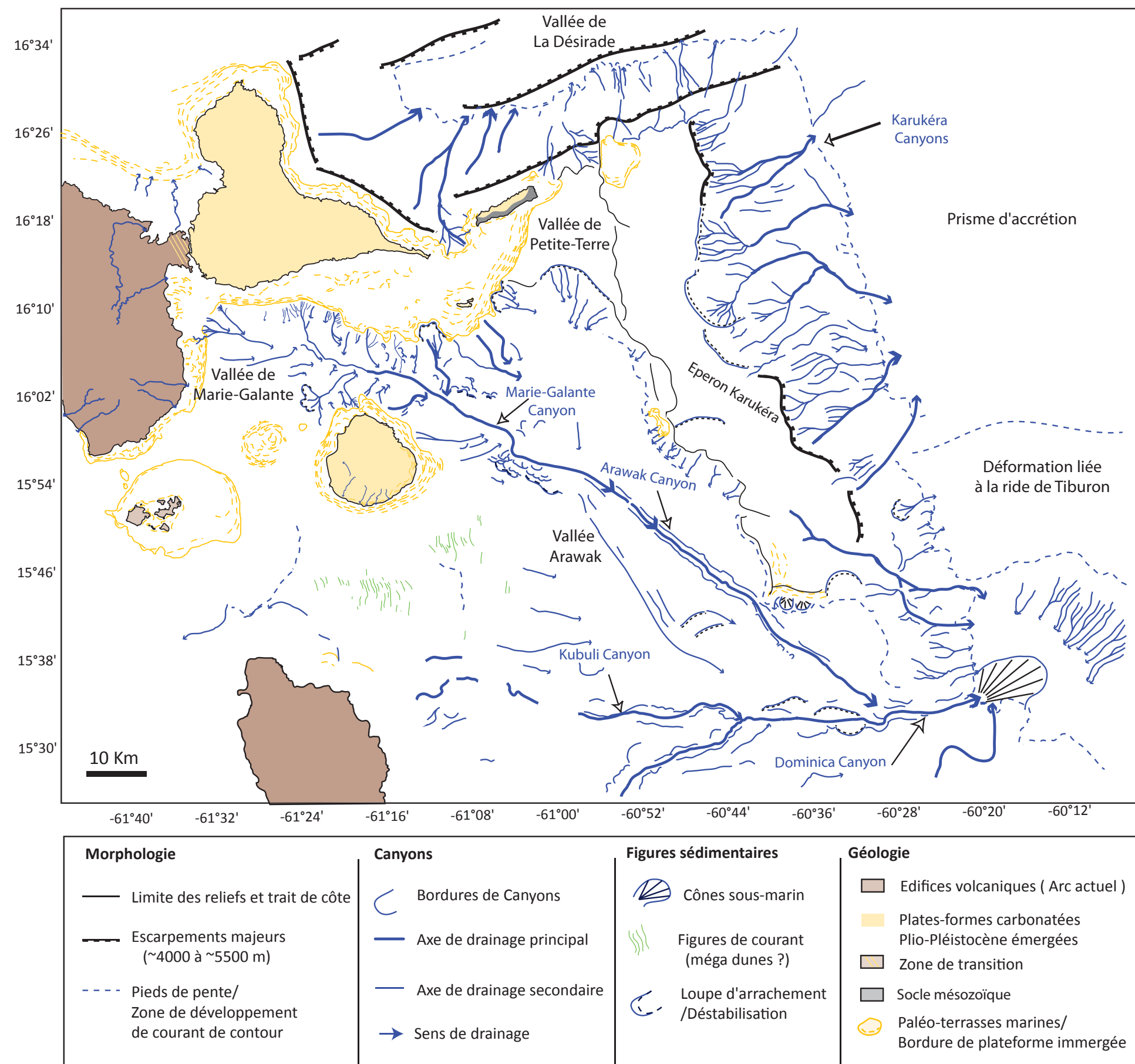


Figure IV.5 Organisation des axes de drainage en fonction de la morphonologie du bassin. Le système de drainage contribue à un réseau dense d'érosion sous-marine active. Les érosions observées en surfaces bathymétrique sont associées à une sédimentation « chenaux et éventails sous-marins » de bassin profond et au développement de canyons sur les pentes.

IV.4. *Organisation morpho-structurale du Bassin de Marie-Galante*

L'ensemble des reliefs sous-marins et des bassins de la zone d'étude est recoupé par des réseaux de failles normales actives dont les escarpements sont bien visibles sur les données bathymétriques. Dans un premier temps, l'analyse des cartes de pente, m'a permis de faire un inventaire des différentes failles. Ces observations ont ensuite été couplées aux données de sismiques réflexions, ce qui m'a permis de préciser la nature des accidents. Ainsi, il a été possible d'établir un lien entre étroite morphologie et la tectonique.

Les failles ont été classées selon trois ordres de grandeur en fonction de l'amplitude des escarpements et de leurs longueurs ([Figure IV.6a](#)).

Ainsi, les structures de premier ordre correspondent aux escarpements du graben de Désirade et du Nord-Est de La Grande-Terre (~5000m de dénivelé pour 60Km de longueur) ainsi qu'aux reliefs N050°E au contact éperon-prisme d'accrétion. Ces structures correspondent à des accidents majeurs de l'avant-arc et semblent avoir un contrôle régional du bassin ([Figure IV.6a](#)).

Les structures de deuxième ordre correspondent aux escarpements des failles normales variant entre 0.1 à 0.5 seconde temps double (~ 75 m à 375m), pour des segments de 20 à 40 km de longueur. Ces structures s'expriment à l'échelle du bassin et semblent avoir un contrôle local à l'échelle de blocs structuraux ([Figure IV.6a](#)).

Les structures de troisième ordre correspondent aux escarpements des failles normales variant entre 0.05 à 0.15 seconde temps double (~ 37 m à 75m), pour des segments de 5 à ~15 km de longueur. Ces structures s'expriment et sont bien reconnues à terre tandis que dans le bassin elles s'organisent en faisceaux à proximité des structures de deuxième ordre ou semblent associées localement à de la compaction dans le bassin. Les rejets exprimés en mètre sont calculés avec une vitesse moyenne dans l'eau de 1500m/s et proposés à titre indicatif ([Figure IV.6a](#)).

Après cette première hiérarchisation des failles par ordre d'importance, on constate que ces structures montrent différentes orientations. Une quantification de l'orientation de ces failles semble alors nécessaire afin de déterminer les différentes familles d'orientation.

Les roses diagrammes proposés ([Figure IV.6](#)) correspondent à une analyse directionnelle de la totalité des failles de premier et deuxième ordre, cartées dans le bassin et à terre. La totalité des failles de deuxième ordre est reconnue comme des failles normales actives du bassin.

L'orientation de ces failles du bassin a été quantifiée par rapport au Nord géographique (voir schéma structural, ([Figure IV.6](#)). Ces données ont été triées en fonction des différentes familles de failles identifiées puis reportées sous forme de roses diagrammes à l'aide du logiciel *Stereonet*. Ces diagrammes montrent l'orientation des failles entre 0° et 180° (points colorés sur le cercle externe du stéréogramme, ([Figure IV.6a](#) et [Figure IV.6b](#)), ainsi que la proportion de ces failles pour des classes de 10° (bâtons colorés depuis le centre du diagramme et orientés selon la classe correspondante). Ces données nous permettent de confirmer que chaque famille de failles, définie à partir des profils sismiques et des analyses morphologiques, possède bien une orientation préférentielle, respectivement N40-50°E (en bleu), N90-100°E (en vert), N100-130°E (en orange) et N130-150°E (en rouge) ([Figure IV.6a](#) et [Figure IV.6b](#)).

En définitive, les escarpements de failles majeures visibles dans le bassin de Marie-Galante s'organisent selon quatre directions structurales dominantes. Ces directions préférentielles sont détaillées ci-dessous ([IV.3.1.](#)).

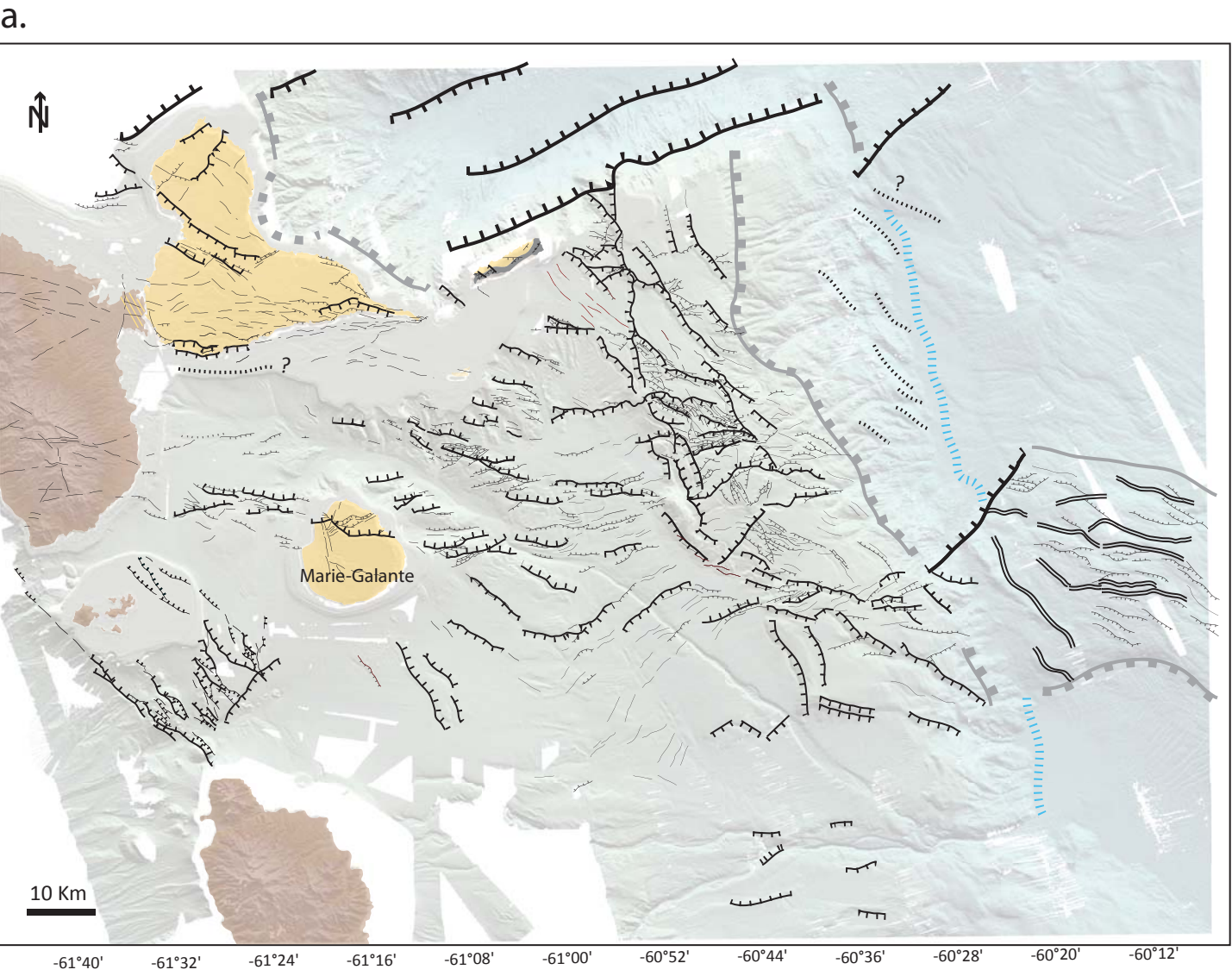
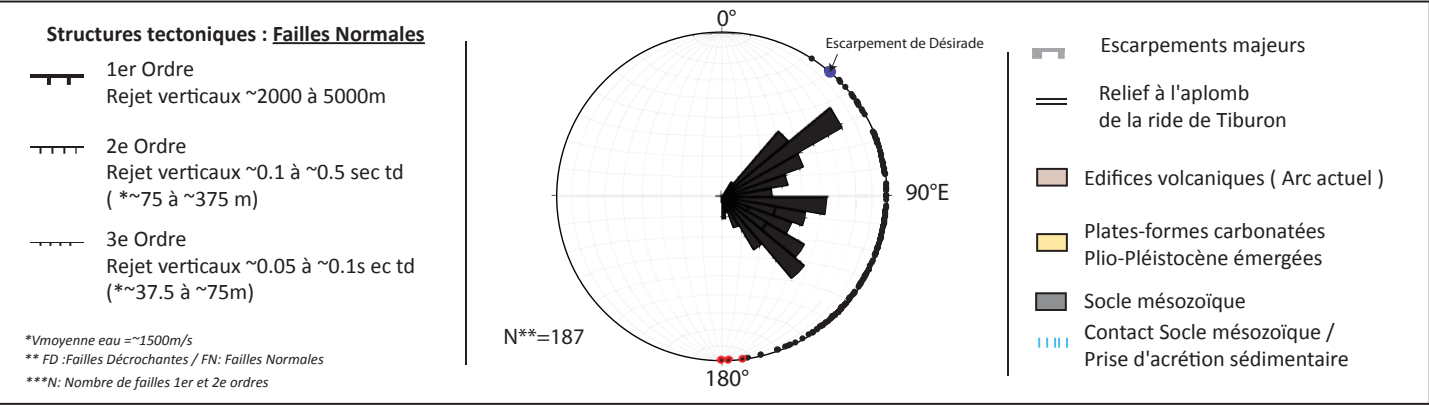
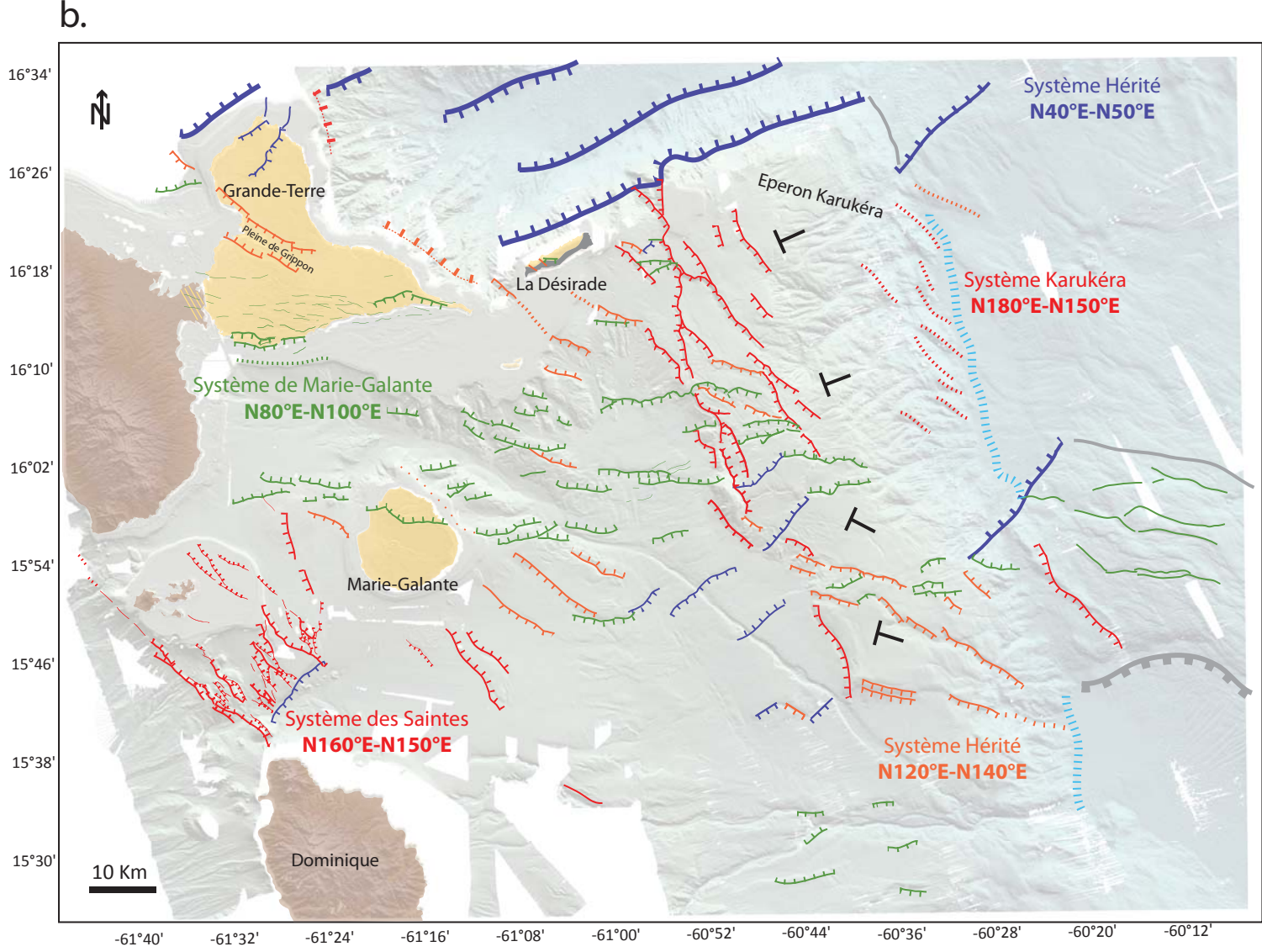
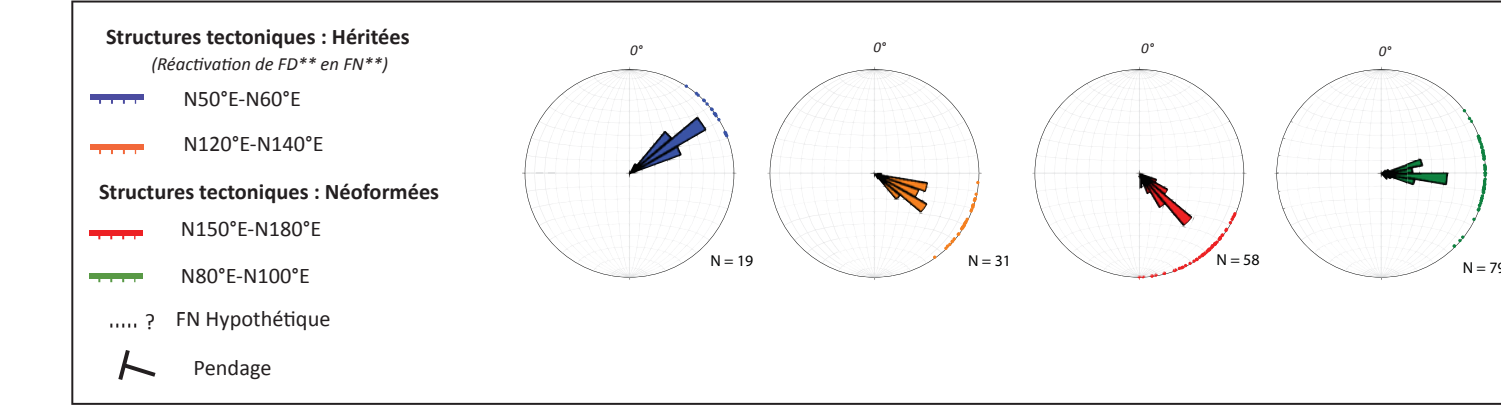


Figure IV.6 Schéma structural. a. Organisation par ordre de grandeur. b. Organisation par système de failles.

IV.4.1. Les directions préférentielles

IV.4.1.1. La direction N120-140°E

Cette direction de failles est aussi bien observée à terre qu'en mer. Elle est visible principalement en Grande-Terre, de la Plaine de Grippon jusqu'à la pente sud-est du Plateau Sud Grande-Terre ([Figure IV.6](#)). Les escarpements principaux sont à vergence nord. On retrouve cette direction fortement exprimée au sein de l'éperon, avec des escarpements principaux à vergence sud dans sa partie méridionale. Au Nord de l'éperon, ces escarpements prennent une direction un peu plus méridienne et se connectent aux directions N150°E-N180°E. Cette direction est également identifiée dans le Banc Colombie et l'île de Marie-Galante, et elle se prolonge jusqu'au Sud-Est du Sous-Bassin Kubuli. Cependant, la morphologie de ces escarpements est moins marquée que dans le reste du bassin.

IV.4.1.2. La direction N30-N50°E

La direction N30°-N50°E est observable au Nord de la Grande-Terre où les failles sont interrompues par les failles d'orientation N120°E-140°E délimitant la Plaine de Grippon ([Figure IV.6b](#)). Cette direction est particulièrement visible au centre de l'Éperon Karukéra ainsi que dans le Sous-Bassin Arawak. Dans le bassin, les reliefs sont peu marqués. Au Nord de la Désirade, l'Escarpement de la Désirade (5000m) montre lui une direction N60°E.

IV.4.1.3. La direction N150-N180°E

Ces directions de faille s'expriment sur le flanc ouest et sur le plateau axial de l'Éperon Karukéra ([Chapitre V](#)). Le flanc ouest de l'éperon constitue une limite morphologique contrôlée par une faille majeure à vergence WSW. Elle est marquée par un escarpement qui individualise l'éperon du reste du bassin. Cette même direction est retrouvée au niveau des failles normales au Sud Est du plateau des Saintes. Elles y forment un graben entre Basse-Terre et la Dominique.

IV.4.1.4. La direction N90°E

Cette direction de faille est localement associée aux failles de direction N120°E-130°E avec lesquelles elles forment des zones de relais au niveau de la vallée de Marie-Galante. L'organisation en échelons de ces relais montre un déplacement vers l'Ouest. Elles se retrouvent à Grande-Terre avec une vergence sud, entraînant l'affaissement du plateau sud de Grande-Terre. Plus au Sud, elles recoupent l'île de Marie-Galante d'Est en Ouest et se prolongent de part et d'autre dans le bassin. Cette direction de faille est dominante dans le centre du bassin et recoupe localement le plateau axial de l'Éperon Karukéra ([Figure IV.6](#)).

IV.4.2. Organisation structurale du Bassin de Marie-Galante

Les quatre directions structurales dominantes du Bassin de Marie-Galante correspondent à quatre systèmes de failles majeures héritées ou néoformées ([Figure IV.6b](#)).

IV.4.2.1. Structures tectoniques héritées

Le système de structures héritées comprend de grandes structures régionales d'orientation $N60^{\circ}\pm5^{\circ}E$ associées à la direction de l'escarpement de Désirade (~5000m). Cette direction se trouve être aussi celle globale de la subduction. Les structures tectoniques d'orientation $N50^{\circ}\pm10^{\circ}E$ et $N130^{\circ}\pm10^{\circ}E$ sont également héritées du socle mésozoïque et réactivées tardivement en failles normales comme nous le montrons à terre (*Lardeaux et al., 2013* et *Münch et al., 2013*). Ces failles structurent le socle mésozoïque de La Désirade et semblent contrôler les paléovallées du socle de l'Éperon Karukéra. Cet aspect sera développé au [Chapitre V](#).

IV.4.2.2. Structures tectoniques néoformées

Le système de structures tectoniques néoformées comprend les systèmes Karukéra, Saintes et Marie-Galante.

Le système Marie-Galante

Le système Marie-Galante s'étend dans toute la zone centrale du bassin éponyme et a été en partie décrit par Feuillet (2000). Il est composé de failles normales d'orientation moyenne N80°E-110°E. Ces failles se prolongent vers l'Ouest et limitent les vallées de Petite-Terre et de Marie-Galante ainsi que les plateaux immergés de Marie-Galante, Grande-Terre et du Banc Colombie. Elles présentent un pendage vers le Nord au niveau du système Barre de l'île (système recoupant l'île de Marie-Galante, aussi nommé Morne-Piton selon les auteurs) et du système au Sud-Est du Plateau Grande-Terre. Elles sont à vergence sud, au Sud de la vallée de Petite-Terre et de Grande-Terre ([Figure IV.6b](#)).

Le système de failles s'organise sur ~60 km, en segments d'une dizaine de kilomètres, montrant une vergence nord et généralement disposés en échelons vers la droite à l'Ouest de Marie-Galante. Il recoupe le système Karukéra au centre de l'éperon pour progressivement s'atténuer en une multitude de petites failles anastomosées jusqu'à disparaître vers l'Est. Les escarpements de ce système sont moins importants que ceux du système Karukéra (~20 m à 150 m) ([Figure IV.6](#)). Sur l'éperon, ces failles normales subéquatoriales ont un faible rejet avec des éventails sédimentaires syn-tectoniques en son centre. Dans les sous-bassins à l'ouest de l'éperon les rejets verticaux peuvent atteindre ~0.9 seconde- temps double soit environ 800 à 975 m pour des vitesses moyennes de 1600-2000 m/s (e.g. Faille de la Barre de l'île) ([Figure IV.7](#)). Ce système de failles constitue la structure dominante de la vallée de Marie-Galante et a été décrit comme un graben transverse à l'arc. Il est considéré comme résultant d'une extension méridienne à l'avant-arc en réponse au partitionnement de la déformation, ce dernier étant généré par l'obliquité croissante de la subduction vers le Nord-Est (*Feuillet et al.*, 2001, 2004 et 2011).

Le système des Saintes

Le système des Saintes s'étend dans la moitié sud-ouest de la zone et se concentre à l'Ouest du Bassin Kubuli. Tout comme le système Karukéra, il se compose en majeure partie de failles normales d'orientation N150°-160°E. Il semble associé au système de l'arc actuel. Ces failles normales forment un réseau en échelons qui accommode un mouvement latéral sénestre le long de l'arc volcanique actif. Les rejets verticaux peuvent atteindre ~375 à 500 m (3000 -4000m/s) avec des vergences sud-ouest et nord-est (Figure IV.6). Ces failles recoupent le plateau des Saintes et sont responsables du séisme du 21 novembre 2004 (Mw 6.3) à environ 15°47' de latitude nord et 61°28' de longitude Ouest. Le mécanisme du séisme est en faille normale avec des plans nodaux orientés NW-SE, compatibles avec une extension NE-SW (Feuillet *et al.*, 2011 et Leclerc *et al.*, 2014).

Le système Karukéra

Le système Karukéra s'étend dans la moitié orientale de la zone. Il est composé de failles normales d'orientation moyenne N150°-180°E, à pendage systématique vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Les escarpements peuvent atteindre plus de 250 m de hauteur (Profil K09 011 et K09 12, Chapitre V). Il est identifié sur la totalité de la partie orientale du bassin et suit l'orientation des flancs est et ouest de l'Éperon Karukéra (respectivement ~4500m au nord à ~2000m au sud pour le flanc est et ~350m au nord à 500 au sud pour le flanc ouest. Ce système structure la totalité de l'éperon et est à l'origine de son individualisation (Figure IV.7 à Figure IV.9). On constate que l'escarpement abrupt de la bordure ouest de l'éperon correspond à un accident tectonique majeur à composante normale qui affecte le socle de l'avant-arc. Au Nord, cette faille normale présente une direction N180°E, un rejet de ~0.3 seconde td (~300 m) et sépare l'éperon des bassins Flandre et Petite-Terre (Figure IV.7, profil K09-11, cdp 11600). Plus au Sud, elle présente une direction N160°E et un rejet de ~0.8s à 1.4s td (~1200 à 2100m). Elle sépare l'Éperon Karukéra du SBA avec un escarpement plus émoussé qu'au Nord (Figure IV.8). Dans sa partie centrale, la limite tectonique est masquée par un haut de socle de 1300 m de dénivelé. Le signal sismique ne permet pas d'imager l'accident tectonique mais montre bien le contact entre les sédiments

du SBA et le socle acoustique. Latéralement, dans le SBA, une autre faille majeure de même direction et encore active, présente un important éventail syn-sédimentaire (Figure IV.8). La sismo-stratigraphie et la tectonique de l'éperon seront détaillées dans le Chapitre V.

Le profil DLT7B (Figure IV.9), montre la structure générale du bassin sur une coupe est-ouest. Le Bassin de Marie-Galante est structuré en horsts et grabens N150-170°E basculés vers le Nord-Est et l'Est. Les points les plus hauts sont l'Éperon Karukéra à l'Est et la marge sud Marie-Galante à l'Ouest. Le système de horsts et grabens est bordé par des failles normales d'orientation N150°-N160°E qui recoupent le socle (Système Karukéra). Cette organisation tectonique à l'échelle crustale suggère une extension majeure ~Est-Ouest de l'avant-arc à l'origine du bassin.

Conclusion

Sur une coupe est-ouest, le bassin est limité par les deux systèmes subparallèles actifs et très structurant à l'échelle de la zone : au Sud-Ouest, le système des Saintes et à l'Est celui de l'Éperon. Localement au niveau de la Vallée de Marie-Galante et au centre de l'éperon le système Marie-Galante recoupe un bassin orienté globalement NW-SE. L'activité du système des Saintes correspond en partie à la terminaison du décrochement le long de l'arc (Feuillet et al., 2011 et Leclerc et al., 2014). Néanmoins, l'activité conjointe du système Karukéra dans l'avant-arc et du système des Saintes suggère une extension généralisée au bassin orientée perpendiculairement à la zone de subduction.

Il en résulte que le Bassin de Marie-Galante enregistre deux systèmes opposés. L'extension Nord-Sud décrite par Feuillet et al. (2002) est vraisemblablement responsable du graben E-W localisé entre les marges sud Grande-Terre et nord Marie-Galante ainsi qu'au centre de l'éperon. Toutefois, cette extension est incompatible avec une ouverture NW-SE qui contrôle structuralement le bassin depuis le début du Néogène. En conséquence, il existe une extension perpendiculaire à l'arc et à l'avant-arc antérieure à celle décrite précédemment et qui semble se poursuivre à l'Actuel.

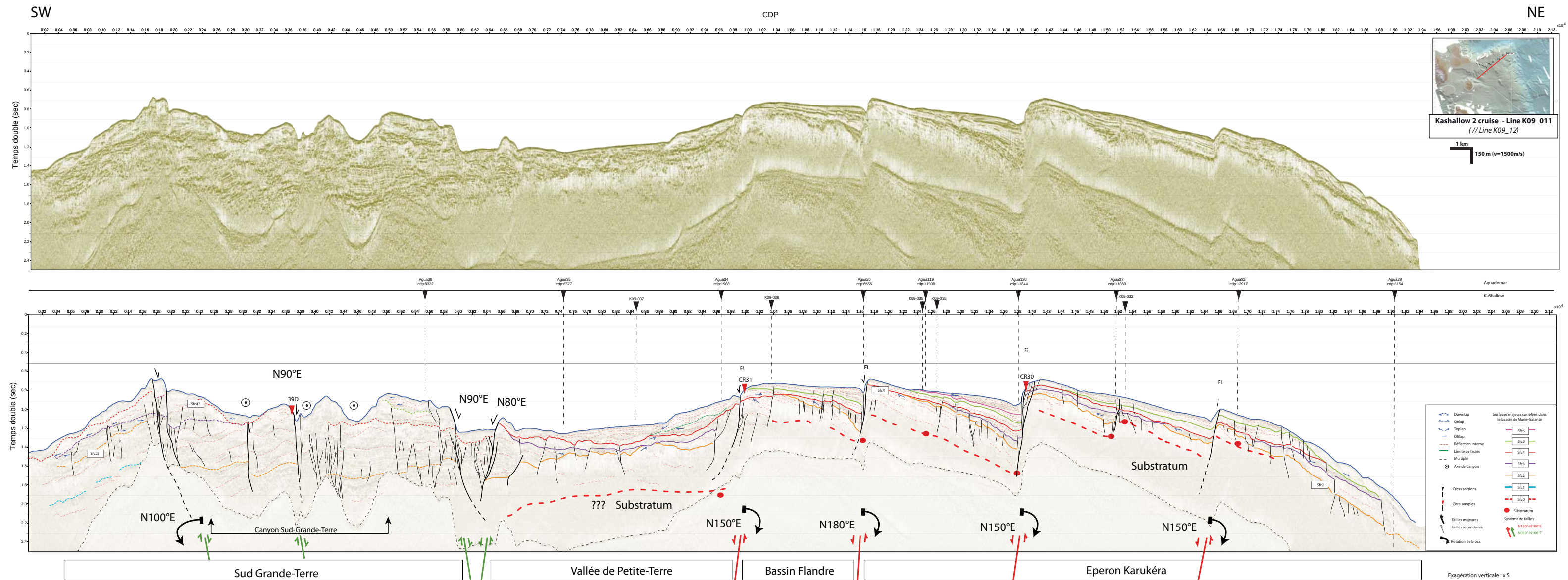


Figure IV.7 Profil K09-11.Profil HR KaShallow2, NE-SW recoupant le Nord de l'Éperon Karukéra et le Sud-Est du Plateau Sud Grande-Terre.

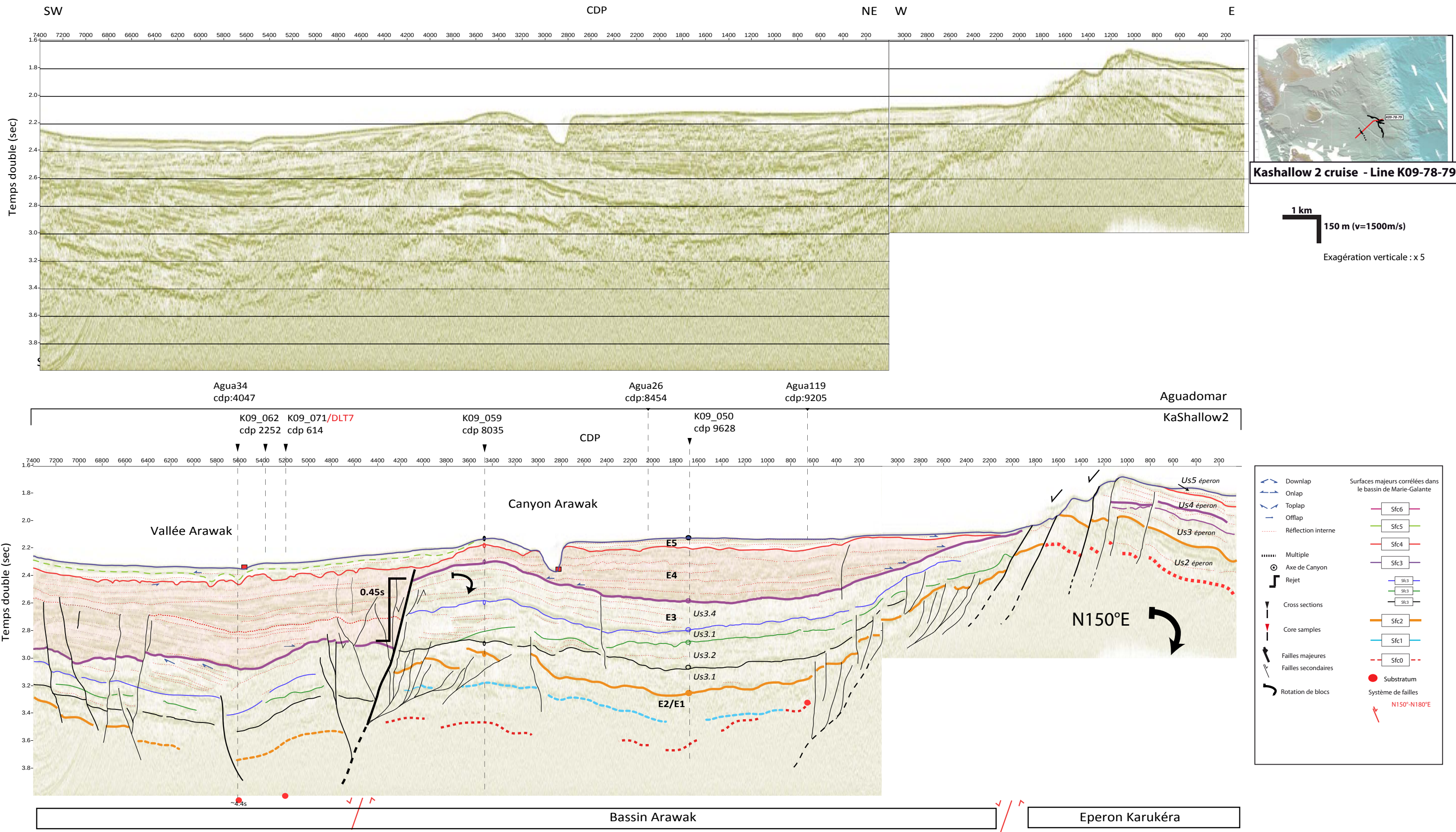


Figure IV.8 Profil K09-78-79. Bordure ouest de l'Éperon Karukéra et Sous-Bassin Arawak.

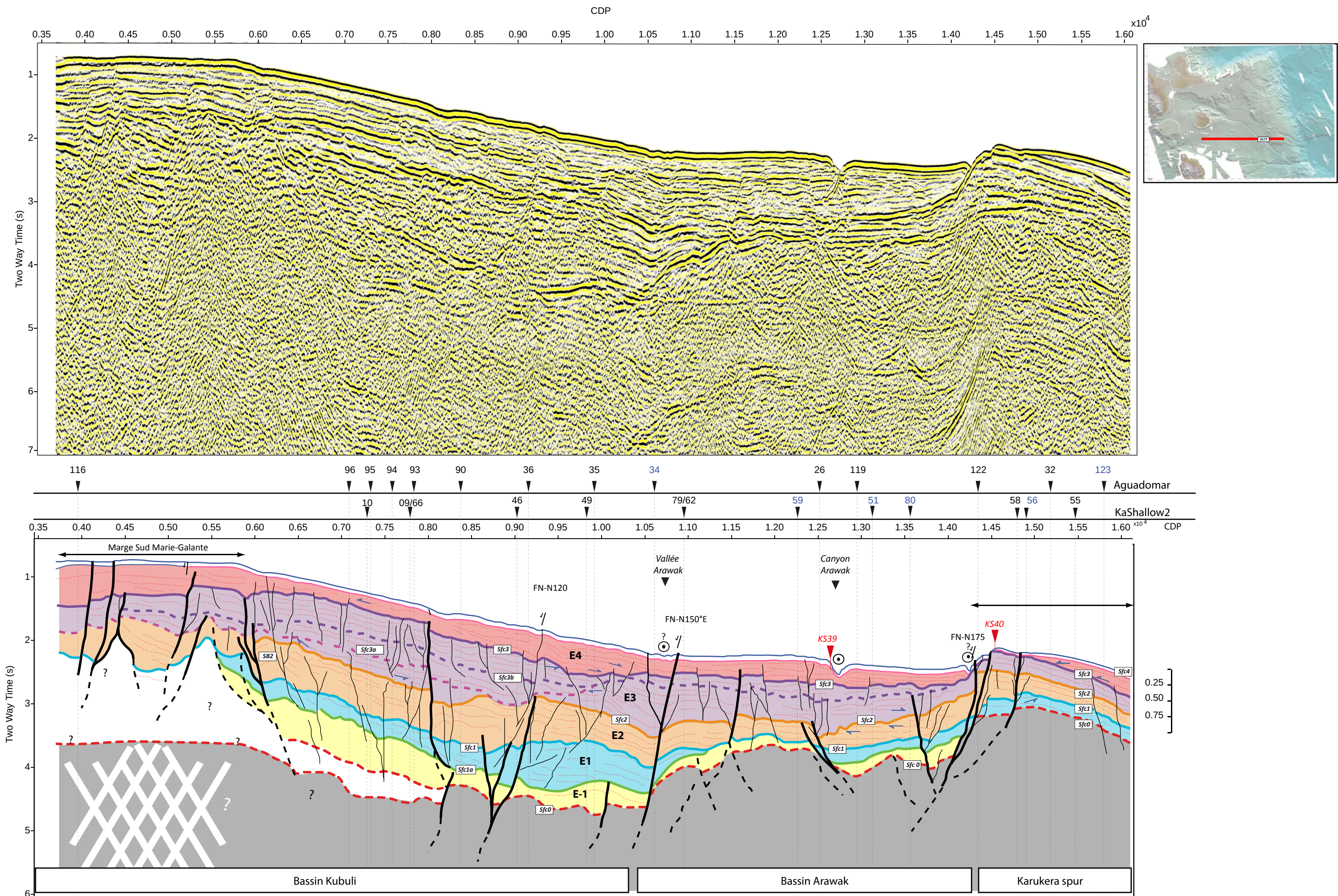


Figure IV.9 Profil Sismantilles1 -DLT7B. Montre l'architecture du Bassin de Marie-Galante selon une coupe ~E-W. En haut : Profil non interprété. En bas profil interprété.

IV.5. *Contrôle des axes de drainage par la tectonique*

Les structures de premier et deuxième ordres semblent avoir un impact sur les axes de drainage du bassin en déviant leurs cours ([Figure IV.5](#) et [Figure IV.6](#)).

Le système Karukéra (N150°-N180°E) dévie localement en « coude » les axes de drainage des canyons d'orientation N050±5°E du Flanc Est de l'éperon selon une direction N150±5°E. Le système Marie-Galante dévie localement le Canyon de Marie-Galante pour donner le Canyon Arawak ([Figure IV.4](#) et [Figure IV.5](#)). Le Canyon Arawak, de forme rectiligne et d'orientation NNW-SSE, suit la ligne de plus grande pente, perpendiculairement à la direction de l'escarpement de Désirade. Il indique une pente générale du bassin vers le SSE. Ceci suggère que la morphologie actuelle du bassin est contrôlée par un basculement vers le SSE, probablement lié à l'accident majeur, supposé hérité et de 1^{er} ordre que constitue l'escarpement de Désirade d'orientation N60°E.

IV.6. *Contrôle structural des sous-bassins par la tectonique*

D'Est en Ouest, l'individualisation et la séparation des sous-bassins du Bassin de Marie-Galante s'opère selon des failles majeures d'orientation N180°E-N150°E à vergence Ouest à Sud-Sud-Ouest du système Karukéra. Du Nord au Sud, ces sous-bassins sont contrôlés par une tectonique moins marquée, exprimée par des directions N090°E à vergence sud au Nord, et des directions N50±5°E à vergence sud au Sud-Ouest de l'éperon ([Figure IV.6](#)).

Le Sous-Bassin Flandre

Le Sous-Bassin de Flandre (SBF), localisé entre 200 m et 750 m de bathymétrie, est limité à l'Ouest par le Plateau Sud Grande-Terre. À l'Est, il est limité par l'Éperon Karukéra où il est dominé par le Banc Flandre (~40m de bathymétrie). Cette limite correspond à une faille normale de ~23km de longueur, d'orientation N180°E avec un rejet variant de 0.25s à 0.35s temps double (soit ~312.5m à 437.5m pour une vitesse moyenne de 2500m/s dans

les sédiments carbonatés). Cette faille recoupe vers le Nord l'escarpement de Désirade sur 5,5km de longueur (Figure IV.1). L'escarpement d'orientation N060°E de La Désirade constitue sa limite nord. Au Sud, le sous-bassin est limité par les escarpements de failles N150°E et N130°E de la Vallée de Petite-Terre (Figure IV.7). En définitive, la limite entre le Sous-Bassin Flandre et l'Éperon Karukéra est un accident tectonique majeur en faille normale du système de failles Karukéra. Dans le chapitre suivant, nous verrons que l'organisation sismo-stratigraphique de ce bassin est la même que celle du nord du plateau axial de l'éperon.

Le Sous-Bassin Petite-Terre

Le Sous-Bassin Petite-Terre (SBPT), s'étend entre 1000m et 1200m de bathymétrie. Il est limité à l'Ouest par le Plateau Sud Grande-Terre à ~12 km de l'îlot de Petite-Terre, et à l'Est par l'Éperon Karukéra où il est dominé par son plateau axial (~500m de bathymétrie). Sa limite orientale correspond à la continuité vers le Sud de la faille normale N180°E qui sépare le SBF de l'éperon. Au Sud, le sous-bassin est séparé de celui Arawak par une faille normale N90°E à vergence sud, relayée vers plus à l'Est par une faille N130°-150°E. Vers l'Ouest, cette faille s'atténue et se propage sous le Plateau Sud Grande-Terre pour se connecter au système de failles de Marie-Galante à vergence nord. Au Nord, le sous-bassin est limité par une faille normale d'orientation N090°E à vergence sud qui recoupe la bordure ouest de l'éperon avec un décalage vertical d'une centaine de mètres (Figure IV.1). Cette faille normale se propage vers l'Est pour s'atténuer dans le graben de l'éperon sur des directions N100-130°E de 3^e ordre (Figure IV.6a). Les failles normales N090±5°E à vergence sud qui limitent le SBPT au Nord et au Sud correspondent à des failles normales majeures qui abaissent le socle de l'avant-arc vers le sud avec des rejets moyens de 0.4s temps double soit ~900 à ~1000m pour une vitesse de socle comprise entre 4500m/s et 5000m/s, d'après les vitesses de sismique réfraction de la zone d'étude Kopp *et al.* (2011).

Le Sous-Bassin Arawak

Le Sous-Bassin Arawak (SBA) s'étend entre ~1000m et 2500m de bathymétrie avec un dénivelé moyen de 1500m vers le Sud-Est. Il s'oriente selon une direction N150°E et longe le flanc ouest de l'Éperon Karukéra. Au Nord, il est limité par la faille normale d'orientation N090°E à vergence sud précédemment décrite. À l'Est, il est limité par un horst d'orientation N175°E de la bordure ouest de l'éperon qui culmine à 400m de bathymétrie sur ~16km de longueur. Vers le Sud, ce horst disparaît pour laisser place à une faille 135±5°E à vergence SSW sur une dizaine de kilomètres. Vers le Sud, cette limite reprend une direction plus subméridienne N150°E sur une dizaine de kilomètres avec un jeu en faille normale dont le rejet vertical est estimé entre 0.7 et 1 seconde temps double (~1250m, V_{sed} 2500m/s) (Figure IV.9) pour enfin recouper la direction N120±5°E de la bordure sud de l'Éperon Karukéra. Au Nord-Ouest, le SBA est limité par l'île de Marie-Galante ainsi que par les hauts topographiques engendrés par le système de failles N090°-130°E qui recoupe l'île (Faille de la Barre de l'île). Au Sud-Ouest, il est limité par la Vallée Arawak, la morphologie légèrement encaissée de la vallée étant contrôlée par un graben d'orientation N150°E, masqué par la sédimentation actuelle (Profil K09-078-79, Figure IV.8). Au Sud, il est limité par les canyons de Dominique et Kubuli qui sont contrôlés par des accidents ~N100°E à vergence nord et sud (Figure IV.17).

Le Sous-Bassin Kubuli

Le Sous-Bassin Kubuli (SBK) s'étend entre ~200m et 1500m de bathymétrie avec un dénivelé moyen de 1300m en pente vers la Vallée Arawak. Il est perché sur le haut de la marge et incliné vers le Sud-Est. Il s'oriente selon un axe ~EW entre Marie-Galante et la Dominique. À l'Ouest, il est limité par des failles normales d'orientation N150°E à vergence NE de 15 à 20 km de longueur constituant le système des Saintes et d'un escarpement ~N40°E faisant localement affleurer le socle (Figure IV.19, Profil Agua-116, cdp 650-750). Au Nord le sous-bassin est limité par des failles normales d'orientation N090°-130°E et à vergence nord du système de failles de Marie-Galante. Au Sud, il est limité par les canyons de Kubuli et de la Dominique comme décrit au paragraphe ci-dessus.

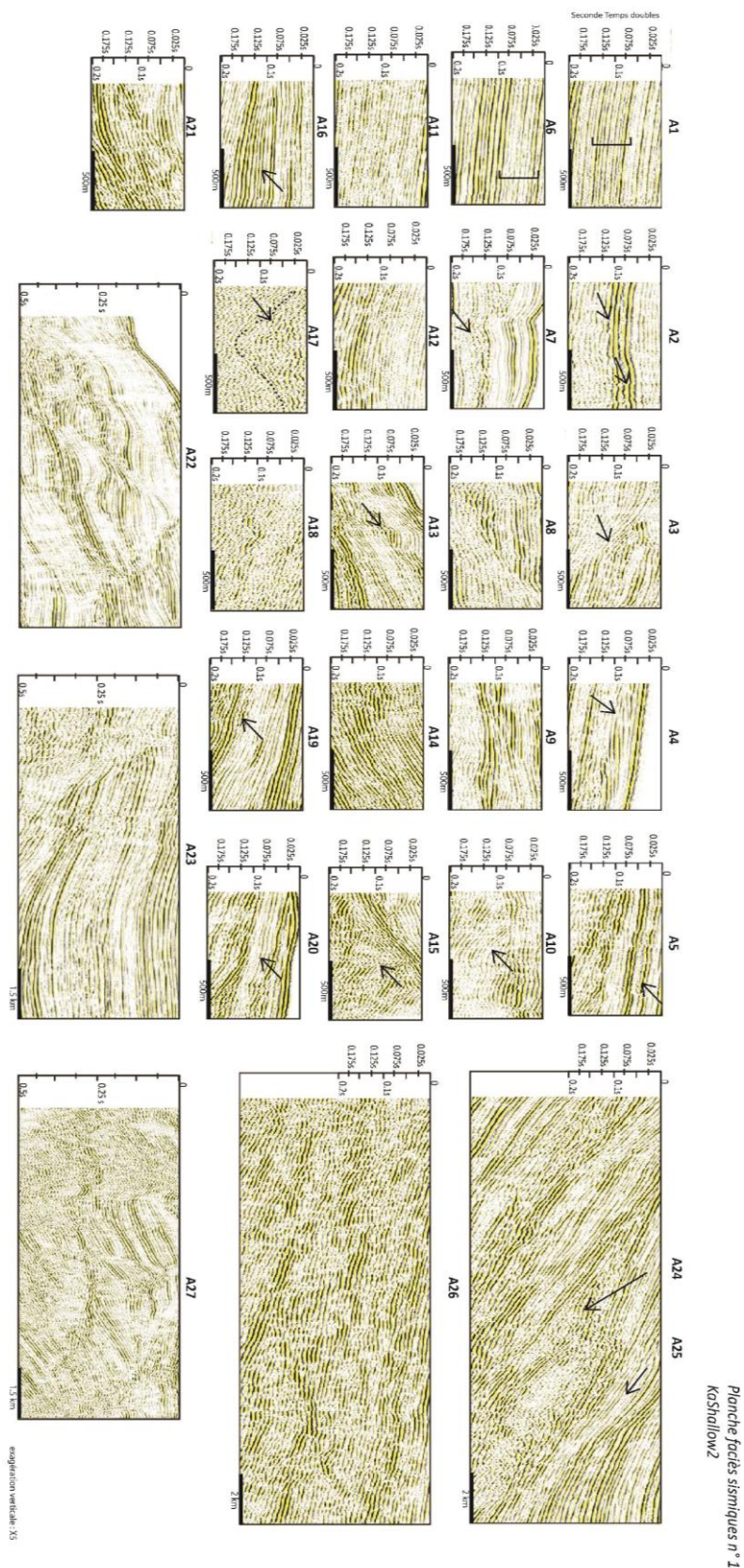
IV.7. *Organisation sismo-stratigraphique du Bassin de Marie-Galante*

Le Bassin de Marie-Galante (BMG) se compose d'un ensemble de plateaux insulaires immergés, de bancs, d'un éperon et de zones de bassin profond où se développe un important réseau de canyons sous-marins. Ce bassin présente une sédimentation issue, d'une part de la production carbonatée au niveau des plateaux insulaires et des hauts-fonds, et d'autre part, d'apports silico-clastiques à fraction carbonatée liés à l'érosion des édifices volcaniques. Cette sédimentation mixte s'est mise en place sur un substratum ayant une topographie irrégulière et présente une variabilité de faciès sismiques en fonction de sa position dans le bassin.

IV.7.1. Les faciès sismiques

L'analyse des faciès sismiques a permis d'identifier 28 faciès sismiques généraux à l'échelle du bassin et 12 faciès associés à un système de canyons et cônes sous-marins. Ces derniers sont localisés uniquement au niveau des sous-bassins Kubuli et Arawak. Ces faciès sont définis sur la base de la sismique haute résolution KaShallow2, en fonction de leurs continuités, leurs fréquences, leurs amplitudes et leurs configurations. Ces faciès sont illustrées sur les planches A et B ([Figure IV.10](#) et [Figure IV.11](#)) ci-dessous et décrits aux [Tableau IV.1](#) et [Tableau IV.2](#). Les faciès associés à l'Éperon Karukéra sont détaillés au [Chapitre V](#).

La planche A correspond à l'ensemble des faciès sismiques généraux reconnus dans les sous-bassins Flandre, Petite-Terre et Arawak, tandis que la planche B, plus spécifique, correspond aux faciès associés aux canyons et cônes sous-marins reconnus dans les Sous-Bassins Arawak et Kubuli. Les faciès de la planche B sont organisés selon un axe ~NS des faciès les plus proximaux aux plus distaux ([Figure IV.10](#) et [Figure IV.11](#)).



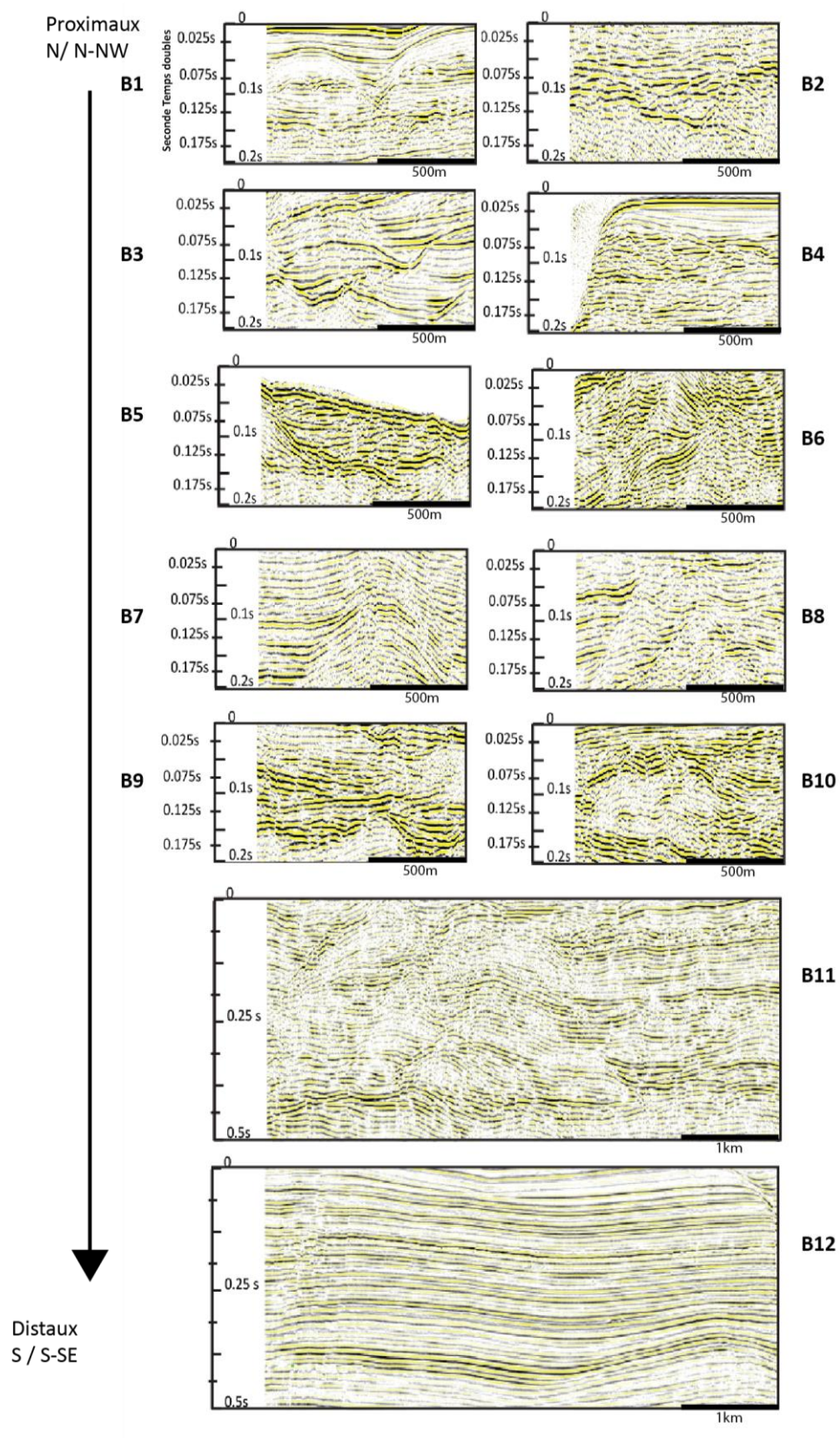


Figure **IV.11** Planche B : Faciès sismiques associés aux canyons et cônes sous-marins.

Tableau IV.1 – Description faciès Planche A

Faciès	Continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration	Interprétation	Localisation
A1	Forte	Forte	Haute	Plan parallèle	Aggradation	SBK, SBA et EK
A2	Forte	Forte	Moyenne	Subparallèle	Surfaces condensées	SBA
A3	Moyenne	Faible	Moyenne	Sigmoïde	Contact lobe progradant	SBA et SBK
A4	Faible	Faible	Moyenne à forte	Sigmoïde complexe	Rides progradantes	SBA et SBK
A5	Faible	Faible	Moyenne à Faible	Parallèle	Aggradation, Alternance bancs de sédiments fins et grossiers	SBF, SBA et SBK
A6	Faible	Faible	Moyenne	Parallèle	Aggradation Sédiments grossiers à fins	SBA, SBK et EK
A7	Faible	Faible	Moyenne	Chaotique	Paquets déstructurés (dépôts gravitaires en masse)	SBA et SBK
A8	Moyenne	Moyenne	Moyenne	Parallèle	Rétrogradation	SBA
A9	Faible	Moyenne à Forte	Moyenne	Subparallèle à sigmoïde	Dépôts chenalisés ?	SBA
A10	Faible	Faible	Moyenne	Oblique parallèle	Progradation	SBF
A11	Moyenne à Forte	Faible	Haute	Parallèle	Aggradation sédiments fins	SBK
A12	Moyenne	Moyenne à Faible	Haute à Moyenne	Subparallèle à divergent	Aggradation sédiments grossiers puis fins	SBA, SBK et EK
A13	Faible	Moyenne	?	Lenticulaire	Structure complexe de pente olistostromes ?	SBA
A14	Moyenne à forte	Moyenne	Moyenne à basse	Légèrement divergeant	Aggradation et tectonique locale	SBK et SBA
A15	Nul	Moyenne	Moyenne	Chaotique	Fortement fracturé	SBK, SBA et SBPT
A16	Forte à Moyenne	Forte	Haute	Divergent	Aggradation et tectonique locale	SBK et SBA

A17	Nul	Très faible	Nul	Chaotiques	Socle acoustique/ unité basale (sismique peu pénétrative)	SBK, SBA, SBF et SBPT
A18	Très faible	Très faible	Basse	Chaotique subparallèle	à Socle acoustique/ unité basale	SBK, SBA, SBF et SBPT
A19	Faible	Moyenne	?	Chaotique subparallèle	à Sédiments grossiers	SBK, SBA, SBF et SBPT
A20	Moyenne	Faible	Moyenne	Subparallèle parallèle	à Aggradant, Sédiments grossiers	EK
A21	Faible	Moyenne	Moyenne à Basse	Subparallèle entrecroisé	à Chenaux-levées ?	SBA et SBK
A22	Moyenne	Moyenne	Basse	Subparallèle sigmoïde complexe	à Chenaux-levées ?	SBA et SBK
A23	Moyenne à forte	Haute à Moyenne	Moyenne	Subparallèle parallèle	à Aggradation et tectonique locale	SBK
A24	Nul	Faible	Basse	Chaotiques	Dépôts gravitaires Type turbidite	SBA et SBK
A25	Moyenne	Faible	Haute	Subparallèles sigmoïdes	à Dépôts progradants	SBA et SBK
A26	Très faible	Moyenne	Moyenne à basse	Subparallèle parallèle	à Aggradation et tectonique locale	SBA et SBK
A27	Très faible à localisé	Moyenne	Moyenne à Basse	Chaotique à sigmoïde	Dépôts progradants, Sédiments grossiers	SBK

Tableau IV.2 Description faciès associé aux canyons Planche B

Faciès	Continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration	Interprétation	localisation
B1	Très faible	Faible	Basse	Transparent	Levée	Nord-Ouest SBA
B2	Nul	Faible	Basse	Chaotique	Dépôts gravitaires ?	Aléatoire
B3	Faible	Fort à Moyenne	Haute moyenne	à Entrecroisé	Imbrication de chenaux-levées	Nord-Ouest SBA et SBK
B4	Forte	Faible	Haute	Plan –parallèle	Aggradant, Dépôt fin lité/Levée	Bordure du canyon, Arawak actuel

B5	Faible	Moyenne	Moyenne	Subparallèle	Remplissage de paléo-chenaux	Aléatoire
B6	Moyenne à faible	Forte	Moyenne	Subparallèle	Remplissage de paléo-chenaux	Aléatoire
B7	Forte	Forte à moyenne	Haute moyenne à	Parallèle	Lobe	SBA
B8	Faible	Faible	Moyenne	Subparallèle à lenticulaire		SBA
B9	Moyenne	Forte	Moyenne	Subparallèle	Paléo-chenal Dépôt grossier	SBA
B10	Moyenne	Faible	Moyenne basse à	Subparallèle	Levées ? Coupe oblique ?	SBA et Sud SBK
B11	Faible	Faible à moyenne	Moyenne	Lenticulaire	Système de chenaux-levées imbriquées	SBK et SBA
B12	Forte	Forte à moyenne	Moyenne	Plan parallèle	Lobes	Sud SBK et SBA

IV.7.2. Le substratum

Le substratum de la zone d'étude correspond à celui qui affleure à La Désirade et se poursuit sous la plate-forme de l'Éperon Karukéra. Il est reconnu en sismique sur l'éperon où il affleure localement au niveau de l'escarpement de Désirade et des escarpements des failles du système Karukéra. Il est identifié latéralement au niveau des sous-bassins Flandre, Petite-Terre et Arawak. Son faciès est caractérisé par des réflexions non stratifiées, sourdes à chaotiques et de très basse fréquence. Il est associé au faciès A17 et A18 sur la planche A ([Figure IV.10](#)). Le toit du substratum est marqué par un fort réflecteur irrégulier qui contraste fortement avec les séries sédimentaires qui le surmontent.

La cartographie du toit du substratum exprimée en temps double est proposée sur la [Figure IV.12](#). Au Nord, le substratum affleure et s'approfondit vers le Sud jusqu'à plus de 6.5 secondes temps double. Son toit montre une pente générale vers le Sud-Est. Les parties les

plus profondes sont situées au Sud et à l'ouest de l'éperon. Son toit présente une surface irrégulière avec des hauts topographiques aux niveaux de la Désirade, du Banc Flandre et de la bordure ouest de l'éperon. La proximité de la Grande-Terre vis-à-vis de la Désirade suggère que le substratum identifié en sismique s'étend vers l'Ouest sous sa plate-forme, ce qui est confirmé par le prélèvement ST18 (Trident, Annexe 2).

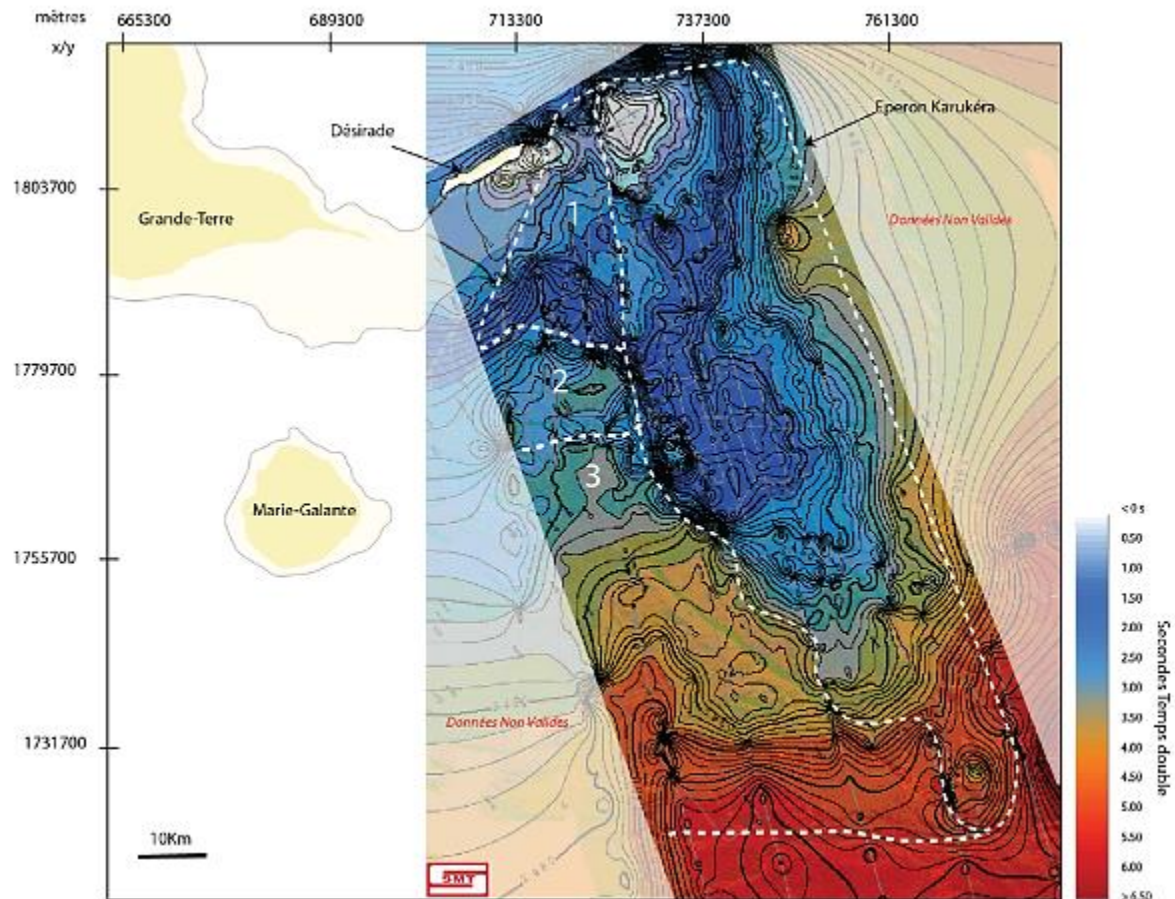


Figure **IV.12** Carte de localisation du socle acoustique associé au socle métamorphique de La Désirade. Les zones délimitées avec les tirets blancs correspondent à l'Eperon Karukéra, 1 : Sous-Bassin Flandre, 2 : Sous-Bassin Petite-Terre, et 3 : Sous-Bassin Arawak. Les données non valides correspondent à la zone blanchâtre. Les courbes d'isohypses en seconde temps double ont été générées avec le logiciel Kingdom Suite.

IV.7.3. Sismo-stratigraphie : Les grands ensembles sédimentaires

L'approche multi-échelle du bassin a permis avec les données de sismique basse résolution (profil Sismantilles) d'identifier un substratum irrégulier surmonté de cinq grands ensembles sédimentaires (bassin). Ces ensembles sont séparés par six surfaces majeures irrégulières de fortes amplitudes remarquables et corrélées sur la totalité du bassin (Éperon Karukéra compris), ce qui leur confèrent une étendue régionale ([Figure IV.13](#)). Ils sont notés : E-1, E1, E2, E3 et E4 du plus profond au plus superficiel. Ils sont reconnus à l'échelle du bassin à l'exception des ensembles E-1 et E1. E-1 est reconnu uniquement au centre du bassin tandis que E1 l'est localement au centre de l'éperon dans des paléovallées ou au Sud de celui-ci dans sa partie plus profonde. L'absence d'E-1 sur l'éperon suggère que celui-ci constituait déjà une zone topographiquement plus haute au début de l'histoire du bassin.

Les données de sismique moyenne à haute résolution issue respectivement des campagnes Aguadomar et KaShallow ont permis de mieux contraindre l'architecture interne des ensembles définis. En définitive à plus haute résolution, ces ensembles ont pu être subdivisés en 7 unités sismiques sur l'Éperon Karukéra et Sous-Bassin Flandre ainsi qu'en 11 unités sismiques dans les Sous-Bassins Arawak et Kubuli. Le Sous-Bassin Petite-Terre est soumis à de forte érosion et constitue une zone de transition mal contrainte en terme de découpage sismo-stratigraphique. Il en résulte que la combinaison des trois résolutions permet d'une part, de résoudre les problèmes de socle acoustique et de pénétration de chaque sismique, et d'autre part, de contraindre l'organisation sismo-stratigraphique du bassin aussi bien en profondeur qu'en superficie. Les correspondances entre les ensembles et les unités sismiques sont proposées à la figure ci-dessous.

Surfaces	Unités sismiques		
	Sous-Bassins Kubuli et Arawak Eperon Karukéra		
	↓	↓	Générale
Sfc7		Us7 ^{FB2} _{FB1}	E4
Sfc6		Us6	
Sfc5		Us5	
Sfc4	Us4.2	Us4	
Sfc4.1	Us4.1		
Sfc3	Us3.5	Us3	E3
Sfc3.4	Us3.4		
Sfc3.3	Us3.3		
Sfc3.2	Us3.2		
Sfc3.1	Us3.1		
Sfc2	Us2	Us2	E2
Sfc1	Us1	Us1	E1
Sfc-1			
	Us-1		E-1
Sfc0			

Figure IV.13 Correspondance entre les grands ensembles définis en sismique basse résolution et les unités sismiques définies en moyenne et haute résolution ainsi que les surfaces de discontinuité qui les délimitent.

Le profil DLT7B (Figure IV.9) d'une pénétration de 5.0 s td permet d'imager pour la première fois le substratum du bassin avant-arc et ses cinq grands ensembles sédimentaires. Il montre un bassin sédimentaire d'une épaisseur de ~3.5 s (temps double) globalement incliné vers l'Est. Ce basculement est en partie accommodé par des failles N150-180°E qui s'enracinent sur le toit du socle. Certaines de ces failles induisent des variations d'épaisseur impliquant leur réactivation en failles normales au cours de la sédimentation. Leur orientation N150°E à 180°E suggère une composante en extension sub-perpendiculaire à l'arc (Figure IV.8).

Sur la sismique de moyenne à haute résolution, ces ensembles ont pu être subdivisés en plusieurs unités sismiques. Ces unités ont été définies géométriquement en identifiant les terminaisons des réflecteurs donnant ainsi leurs limites inférieures et supérieures. Les profils des Figure IV.9 (DLT7B) et Figure IV.19 (Agua119), d'orientation Est-Ouest et de 96 km de longueur, recoupent la quasi-totalité de la partie sud du bassin où il

présente son épaisseur maximale. D'Est en Ouest, ils imagent l'Éperon Karukéra, les sous-bassins Arawak et Kubuli à deux résolutions différentes, permettant ainsi de visualiser la structure générale du bassin et son organisation sédimentaire.

Les ensembles E-1 à E4 sont identifiés dans les Sous-Bassins Kubuli et Arawak qui constituent les zones les plus profondes tandis que E1 à E4 sont reconnus de part et d'autre de la bordure ouest de l'Éperon Karukéra. L'éperon constituait une zone topographiquement plus haute au cours du dépôt des ensembles E-1, E1 et E2. Sur l'éperon, E1 représente l'unité basale Us1 qui comble les paléovallées du substratum tandis qu'E2 est rattaché à l'unité récifale Us2 datée au moins du Miocène inférieur (Burdigalien) (*cf.* [chapitre V](#)). E3 est rattaché à l'unité Us3 estimée du Miocène moyen à supérieur. E4 se compose des unités Us4 à Us7 datées du Pliocène inférieur au Pléistocène. Au niveau des Sous-Bassins Flandre et Petite-Terre, seuls E2, E3 et E4 sont identifiés. La différence entre l'éperon et les autres sous-bassins réside dans le fait que l'Éperon Karukéra est considéré comme un haut-fond à sédimentation nettement plus condensée par rapport aux zones plus profondes. Ainsi les ensembles sédimentaires identifiés dans les sous-bassins adjacents à l'éperon présentent des unités supplémentaires non reconnues sur l'éperon.

Les profils d'orientation ~NS ([Figure IV.15](#) et [Figure IV.16](#)) montrent que les surfaces limitant ces grands ensembles sédimentaires remontent progressivement vers le Nord par le biais de la tectonique locale. Toutefois cette remontée est une tendance générale à l'ensemble du bassin puisque les ensembles sédimentaires les plus profonds au Sud sur les profils ~ E-W ([Figure IV.8](#), [Figure IV.9](#), [Figure IV.14](#) et [Figure IV.19](#)) affleurent localement au Nord ([Figure IV.7](#)). Ceci suggère l'implication d'une tectonique régionale probablement contrôlée par les structures de premier ordre comme l'escarpement de Désirade.

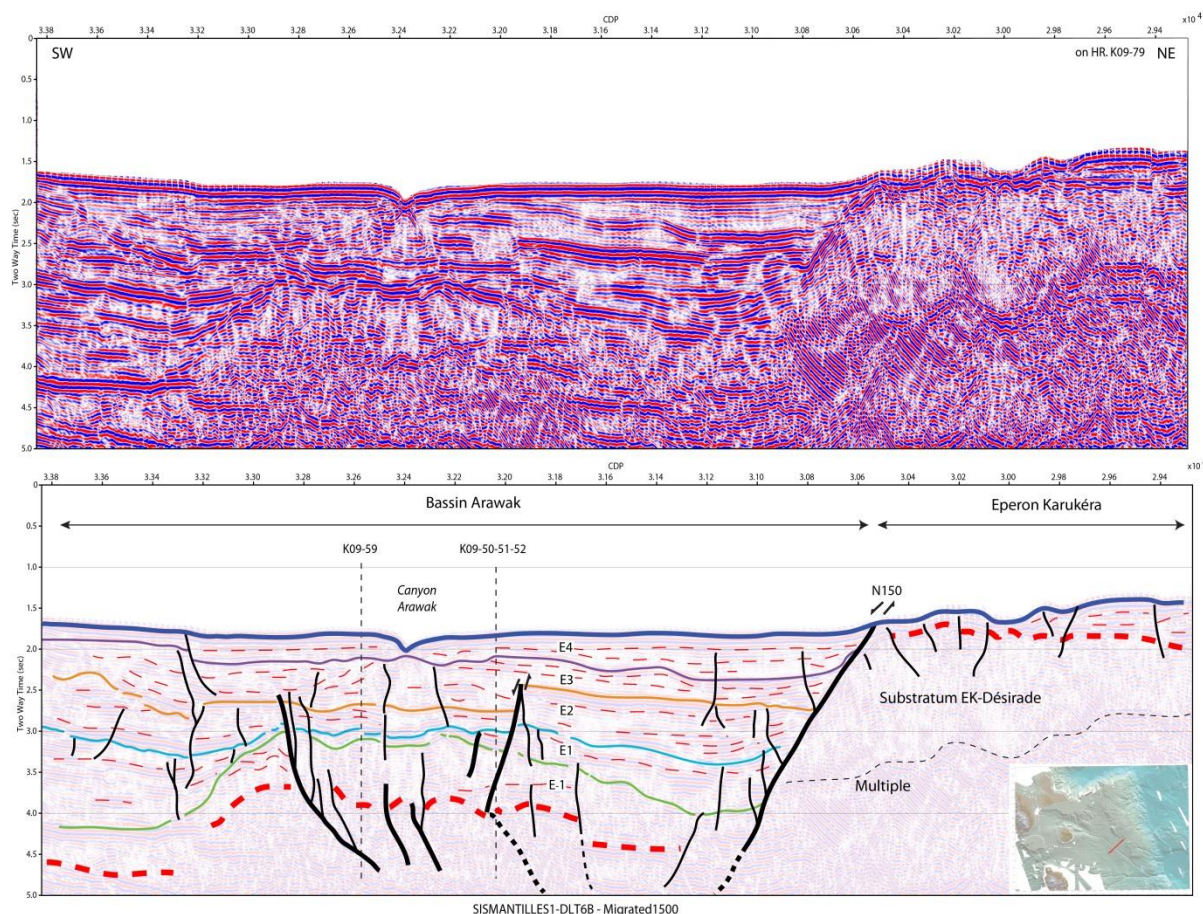


Figure IV.14 Profil SismAntilles DLT6B. Contact entre le substratum de l'éperon et le Sous-Bassin Arawak. En haut : non profil interprété. En bas profil interprété.

IV.7.3.1. L'ensemble -1(E-1)

Il est limité à sa base par le toit du substratum Sfc0 à une profondeur variable avoisinant 4s temps double au Sud du Bassin de Marie-Galante. Sa base est difficilement identifiable vers l'Ouest. Sf0 remonte progressivement vers le Nord (Figure IV.12). Cet ensemble profond rétrograde vers le Nord puis aggrade en envoyant le substratum de l'avant-arc. Il est peu observable sur la sismique haute résolution. Néanmoins, il montre un faciès de moyenne amplitude et basse fréquence dont les réflexions sont subparallèles sur la sismique plus profonde (Figure IV.14). Cet ensemble est probablement contemporain de l'arc ancien. En effet, une importante variation latérale de faciès de la série à l'Ouest associée à des faciès sourds est observée. La perturbation du signal sismique vers l'Ouest est associée à un faciès de socle et semble conforter la présence d'un guyot volcanique entre les cdp 6000-4000 (Figure IV.9), au Sud de la marge de Marie-Galante. Cette observation est corrélée à un saut de vitesse à 5 km de profondeur et correspondant à un bombement non associée au substratum du bloc Désirade-Éperon plus profond sur le profil

réfraction de *Kopp et al.* (2011), transverse à l'avant-arc sur la [Figure II.7](#) (*Cf. Chapitre II*). Il semble que l'un des édifices volcaniques associés à l'arc ancien paléo-éocène (en blanc, [Figure IV.9](#)) soit localisé sur cette section et que E-1 rétrograde sur celui-ci.

E-1 est limité à son sommet par des troncatures d'érosion (*e.g.* cdp 13000 à 9500, profil K09-80, [Figure IV.19](#)), soulignant une surface érosive irrégulière Sfc-1 de moyenne amplitude et localisée entre 2.5-3.5 std au Sud des Sous-Bassins Kubuli et Arawak, jusqu'à atteindre localement le substratum en érodant totalement E-1. Cette surface correspond à celle du toit du socle de l'éperon qui constitue déjà un point haut lors du dépôt de E-1 dans le bassin. Son épaisseur varie au Sud entre 0.2 et 1.std. Au Nord, E-1 est difficilement identifiable sur la sismique disponible et très mal contrainte dans l'espace. Son âge demeure indéterminé. Toutefois, des échantillons des dragages Arcante1 (non positionnés sur la sismique) ST18, 43D, 79D ([Figure III.13](#)) prélevés au Nord du bassin, au niveau des escarpements Est de Grande-Terre, respectivement à 2550 m, 1000-900m et 2000-1800m de profondeur, ont révélé des âges Paléocène à Éocène, Oligocène moyen et Oligocène supérieur. Il n'est donc pas à exclure qu'il puisse s'agir de l'ensemble E-1 ou tout au moins des ensembles situés à la base du bassin.

IV.7.3.2. L'ensemble 1 (E1)

Il est limité à sa base par des onlaps soulignant la surface Sfc₁. Il rétrograde vers le NW puis aggrade dans les sous-Bassins Arawak et Kubuli sur Sfc₁, puis sur le substratum Sfc₀. Sur l'Éperon Karukéra, il comble les paléovallées incisées dans le substratum. E1 montre des réflecteurs de basses à moyennes amplitudes et de basses fréquences (Faciès A5 et A6). Il se localise entre 3.6 et 4.4 std de profondeur au Sud du SBA et SBK et remonte progressivement vers le Nord par le biais de failles affectant le socle et E-1. Le manque de couverture sismique basse résolution ne permet pas de déterminer les orientations de ces failles. E1 présente une épaisseur homogène de ~1 std du Nord au Sud au centre du bassin. Cet ensemble montre des variations d'épaisseur d'Est en Ouest et est partiellement érodé ou condensé sur un petit horst parallèle à l'éperon, au niveau de SBA ([Figure IV.14](#)).

E1 est limité à son sommet par une surface Sfc₁ de forte amplitude concordante avec l'ensemble E2 au Sud de SBA. Au niveau de SBK et SBPT, par contre, E2 présente des troncatures d'érosion et des discordances angulaires d'origine tectonique associées à des

failles normales d'orientation $\sim N40-60^\circ E$ (Figure IV.13 et Figure IV.14). De manière générale, E1 est incliné vers l'Est comme l'ensemble de la série du bassin, ce qui fait probablement suite à un basculement tardif du Bassin de Marie-Galante vers la fosse.

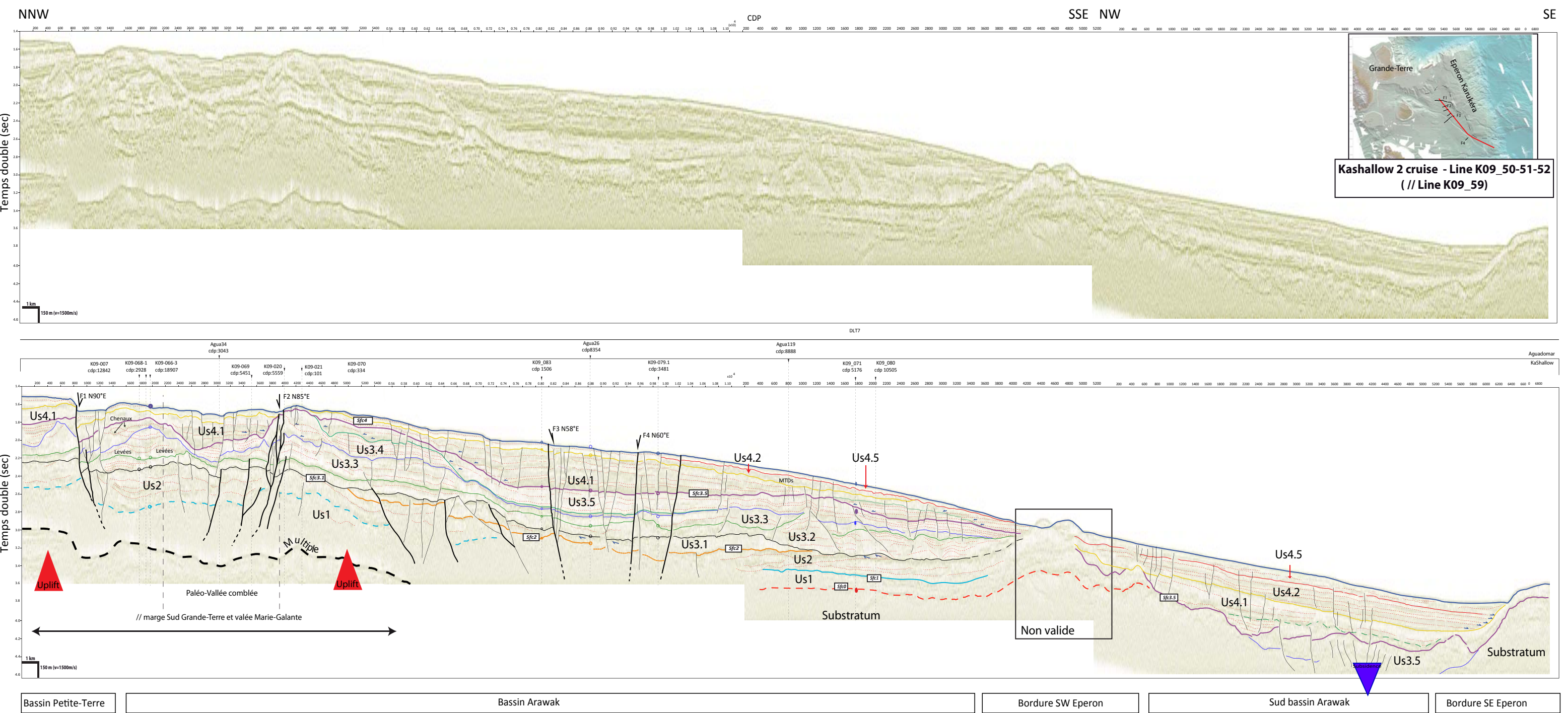


Figure IV.15 Profil K09-50-51-52. Section NW-SE du Sous-Bassin Arawak à l'Est du Canyon Arawak. Haut : Profil non interprété. Bas : Profil interprété. Flèches rouges : Mouvement de surrection à l'approche de la Vallée de Marie-Galante. Flèches bleues : Mouvement de subsidence vers le Sud-Est. Exagération verticale : X5.

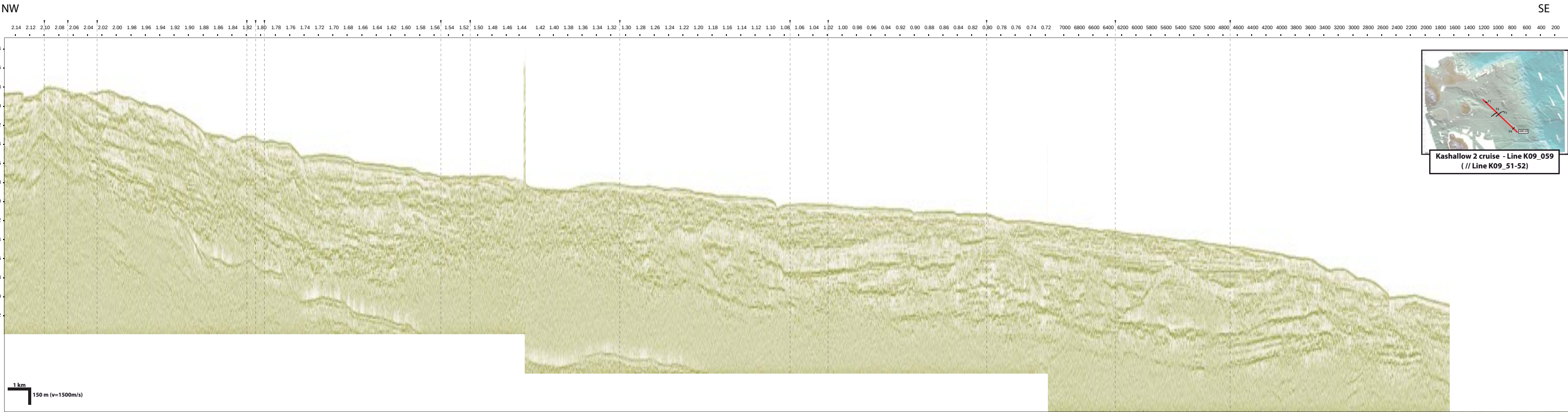
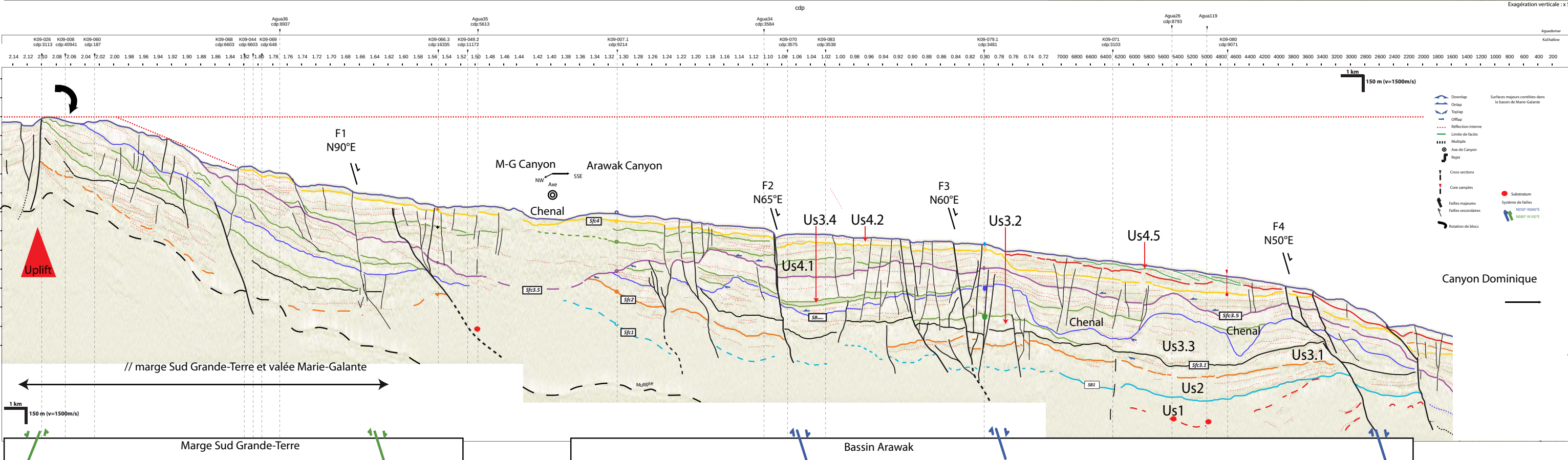


Figure IV.16 Profil K09-59. Section NW-SE du Sous-Bassin Arawak à l'Ouest du Canyon Arawak. Haut : Profil non interprété. Bas profil interprété. Flèches rouges : Mouvement de surrection à l'approche de la Vallée de Marie-Galante. Exagération verticale : X5.

IV.7.3.3. L'ensemble 2 (E2)

L'ensemble E2 est limité à sa base par la surface régulière Sfc_1 (Surface bleu clair, [Figure IV.9](#), [Figure IV.14](#) et [Figure IV.16](#)). Il est limité à son sommet par des troncatures d'érosion localisées qui soulignent une surface irrégulière Sfc_2 de forte amplitude à l'échelle du bassin. Au Nord, cette surface est érodée par des surfaces plus récentes, plus érosives, associées localement à des paléo-canyons ou plus régionalement à une surrection du Nord du bassin. Toutefois à l'Est de SBK et à l'Ouest de SBA, Sfc_2 est concordante avec les réflecteurs de fortes amplitudes du sommet d'E2, indiquant une simple interruption de sédimentation ([Figure IV.19](#)).

E2 constitue une unité homogène ayant une épaisseur maximale ~ 1 seconde temps double et montre les faciès A26 et A27 ([Figure IV.10](#) et [Tableau IV.1](#)). Il présente une stratification plan-parallèle à subparallèle, aggradante dans l'ensemble du bassin (dont l'Éperon Karukéra). Cette sédimentation continue révèle une subsidence lente et homogène de la région.

Localement, E2 montre une sédimentation syn-tectonique contre une faille normale d'orientation N130°E ([Figure IV.14](#), Profil DLT6). Il s'agit du segment de faille séparant l'Éperon Karukéra du Sous-Bassin Arawak entre les latitudes de 15°50' et 15°54'. Cette structure héritée est réactivée au cours de E2 avant de se propager plus tardivement au cours de E3 vers le Nord et le Sud selon des directions plus subméridiennes ($\sim$ N170-180°E).

E2 montre une répartition spatiale homogène mais se localise à des profondeurs variables. Au Sud, E2 est à ~ 2 -2.5 s temps double sous une importante pile sédimentaire tandis qu'au Nord, il se localise à très faible profondeur à 0.2sec ([Figure IV.9](#) et [Figure IV.19](#)). En effet, au niveau du Sous-Bassin de Petite-Terre, aux environs du CDP7800-9400 ([Figure IV.7](#)), E2 repose directement sur le substratum tout comme au Nord de l'éperon. Ceci suppose que le substratum était plus haut au Nord qu'au Sud pendant le dépôt d'E2.

E2 a été échantillonné dans la vallée de Marie-Galante au niveau de l'escarpement N90°E au Nord de Marie Galante (échantillons BMG2 et BMG4, [Figure III.13](#)) ainsi qu'au Sud et à l'Ouest de l'Éperon Karukéra (échantillons KS37 et KS38, [Figure III.13](#)). Les échantillons KS37 et KS38 correspondent à des faciès de plate-forme carbonatée, peu profonde, de type para-

récifal et d'âge Oligocène à Miocène Inférieur ([Annexe 2](#)) tandis que les échantillons BMG2 et BMG4 révèlent des faciès de bassin profond de marnes silteuses du même âge. On en déduit que l'éperon constitue une plate-forme peu profonde tandis que le reste du bassin était plus profond à l'Ouest et enregistrait une sédimentation pélagique.

L'ensemble de ces observations permettent de suggérer que le Bassin de Marie-Galante présente une polarité Plate-forme/Bassin orientée selon un axe E-W au cours du dépôt d'E2. Le bassin correspondant à l'Ouest à une zone profonde de sédimentation pélagique calme (Zone vallée Marie-Galante – Bassin Kubuli) et à l'Est une large plate-forme carbonatée sur l'éperon. Le Nord du bassin étant topographiquement plus élevé, la plate-forme devait probablement s'étendre jusqu'au NE de La Grande-Terre. La limite sud de la plate-forme est identifiée au Sud de l'Éperon Karukéra et du Sous-Bassin Arawak par un escarpement majeur, probablement hérité, réactivé tardivement en faille normale et dont la direction varie entre $\sim N60^{\circ}E$ et $\sim N110^{\circ}E$ sur les données bathymétriques ([Figure III.17](#), Profil Agua 121). Cet escarpement est recoupé au cours du dépôt de E3 par des directions subméridiennes à l'Éperon, expliquant la présence de la plate-forme de l'éperon à la base du Sous-Bassin Arawak.

Cet escarpement associé à la bordure de la plate-forme limite le Bassin de Marie-Galante au Sud et le surélève topographiquement par rapport au bassin avant-arc localisé au large de Martinique plus au Sud. Le Bassin de Marie-Galante se déverse ainsi vers le Sud dans le bassin de Martinique donnant une configuration de « vase communiquant » entre les bassins de l'avant-arc, les plus élevés topographiquement et les autres bassins.

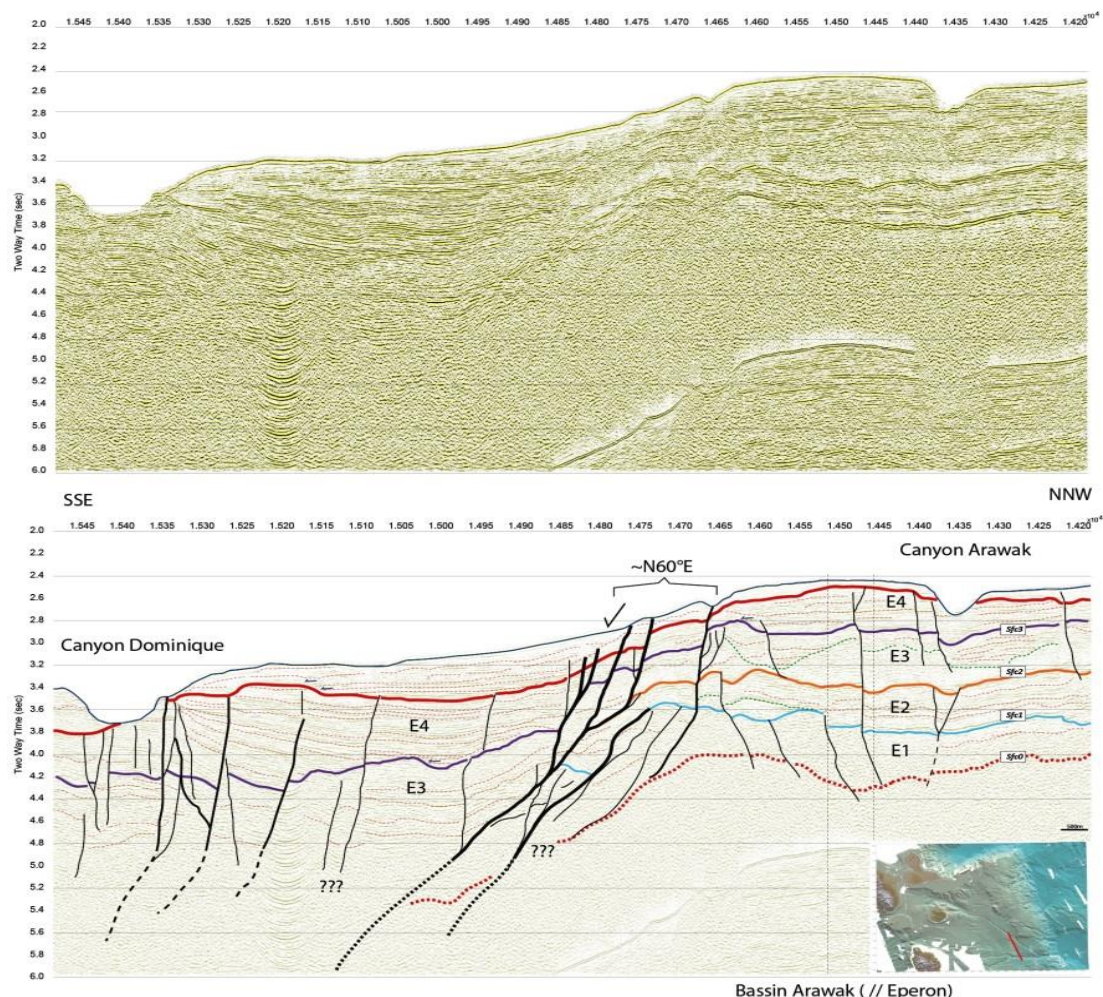


Figure IV.17 Profil Agua121 .En haut : profil non interprété. En bas : profil interprété. Bordure sud du Bassin de Marie-Galante. Système de bassin en vase communicant vers le Sud-Est.

IV.7.3.4. L'ensemble 3 (E3)

L'ensemble 3 (E3) constitue l'ensemble sédimentaire le plus développé du bassin. Il est limité à sa base par la surface Sfc_2 , sur laquelle il rétrograde vers le Nord-Ouest. Il est limité à son sommet par la surface de discontinuité majeure $Sfc_{3,5}$ de forte à moyenne amplitude. $Sfc_{3,5}$ est soulignée de l'Ouest au Nord-Est par des troncatures d'érosion dans le SBK, SBPT, SBF et probablement à terre sous la plate-forme carbonatée de l'île de Marie-Galante. Elle est marquée au Sud-Est de l'éperon par une discordance angulaire renforcée par les onlaps de E4 (Us_{4-EK}).

E3 se compose d'un système turbiditique dans la zone centrale du bassin (SBA) et d'un système de plate-forme mixte à l'Ouest (SBK) et à l'Est (Éperon Karukéra). Au niveau de SBA

et SBK, E3 présente un maximum d'épaisseur de $\sim 0.6-1.0$ std, alors qu'au niveau de SBPT, SBF et l'Éperon Karukéra, son épaisseur est réduite de moitié à environ 0.3s td au plus.

E3 comprend 5 unités sismiques ($U_{s3.1}$ à $U_{s3.5}$), toutes limitées à leurs bases et à leurs sommets par des surfaces de discontinuité majeure (Sfc_2 , $Sfc_{3.1}$, $Sfc_{3.2}$, $Sfc_{3.3}$, $Sfc_{3.4}$ et Sfc_3). Ces surfaces sont corrélées dans la totalité du Bassin de Marie-Galante à l'exception de l'éperon qui évolue différemment depuis E2. L'Éperon Karukéra et le SBF semblent alors se dissocier progressivement du reste du bassin via le jeu de grandes failles normales orientées N160-180°E, créant un haut-fond à l'Est (l'Éperon Karukéra) tandis que le SBA s'approfondit (Figure IV.9). Il en résulte que E3 apparaît plus condensé sur l'éperon et ne développe pas la même organisation que dans le reste du bassin. Néanmoins, malgré son aspect condensé, son organisation selon un axe $\sim NS$ montre proportionnellement les mêmes variations d'épaisseurs que le reste du bassin (Cf. Chapitre V).

SBA et SBPT montrent un réseau de chenaux-levées et d'éventails sous-marins imbriqués orientés selon un axe $\sim$ Nord-Sud (Figure IV.10, Figure IV.15 et Figure IV.16). Ce réseau est limité à l'Ouest par l'arc volcanique naissant qui induit une remontée de la marge au niveau du SBK. Le réseau est limité à l'Est par l'Éperon Karukéra qui s'individualise. Ces limites morphologiques confèrent au Bassin de Marie-Galante une structure en gouttière perchée sur la marge et s'ouvrant vers le Sud. Cette gouttière est limitée au Nord par l'escarpement de Désirade (Figure IV.17).

Les unités $U_{s3.1}$, $U_{s3.2}$ et $U_{s3.3}$ se déposent progressivement dans SBK et SBA, en onlaps sur la surface majeure Sfc_2 . Ces trois unités présentent une structure sigmoïde et s'organisent en trois lobes ou cônes sous-marins occupant la moitié nord du SBA (Figure IV.15). Ces lobes se développent essentiellement au Nord-Est du bassin, le plus récent étant toujours plus septentrional que le précédent. À cette époque, une partie de la sédimentation provient donc d'une source proche, alimentée par un plateau sub-émergent et d'un système de canyons. Ce système semble se développer plus au NW pour s'accumuler dans la partie Nord-Est du bassin au niveau de SBA et du SBPT (Figure IV.15). Le développement de ces lobes suggère un important apport sédimentaire, soit en lien avec la mise en place de l'arc actif, soit en lien avec une émergence-érosion du nord du bassin (Grande-Terre, Désirade et Nord éperon). Ces mêmes unités sont réduites et localement érodées dans le SBK qui subit une surrection généralisée.

Les unités $U_{s3.4}$ et $U_{s3.5}$ se développent au niveau de SBK et présentent une structure générale sigmoïde sur une coupe E-W. Ces unités sont soulignées à leur base par des downlaps associés à des cônes de bas niveau marin au pied de la marge est du SBK. Ces cônes sont limités à leurs toits par des onlaps montrant une rétrogradation vers le Nord-Nord-Ouest (Figure IV.19, cdp 1960-2650). $U_{s3.4}$ et $U_{s3.5}$ sont latéralement concordantes et aggradent légèrement au niveau de SBA qui constitue une zone plus profonde. Ces unités sont plus condensées et associées à des réflecteurs subparallèles de forte amplitude vers le Nord du SBA.

Il s'opère un changement dans la dynamique sédimentaire entre $U_{s3.3}$ et $U_{s3.4}$. En effet, SBK développe une morphologie de plate-forme d'orientation ~NW-SE, et SBA développe un système de canyon/cône-sous-marins qui prograde vers le SE puis vers le SSE et qui s'intensifie au cours de $U_{s3.4}$ tandis que l'éperon est le siège d'une sédimentation pélagique au Sud et pararécifale au Nord (Figure IV.15 et Figure IV.16).

E3 est échantillonné sur l'Éperon Karukéra, sous le Plateau Sud Grande-Terre et à l'Est du plateau émergé de Marie-Galante (échantillons 37D et 39D). Ces prélèvements donnent un âge miocène moyen (Langhien) pour les unités inférieures ($U_{s3.2}$ – $U_{s3.4}$) à Miocène Supérieur (Tortonien) pour unités les supérieures ($U_{s3.5}$).

L'échantillon CR24 a été prélevé à proximité de la surface $Sfc_{3.5}$ qui affleure en surface bathymétrique à seulement 4 km à l'Est de l'Anse-Piton à Marie-Galante. Les déterminations biostratigraphiques donnent un âge Tortonien inférieur (11.49-10.46 Ma) sur la base des foraminifères planctoniques tandis que les nannofossiles calcaires donnent un âge Zancéen (Pliocène Inférieur). La présence possible de foraminifères planctoniques remaniés suggère que la surface doit être estimée au minimum d'âge Pliocène Inférieur. Cette discordance est reconnue à la base de Marie-Galante entre la base volcano-sédimentaire d'âge Tortonien et la plate-forme d'âge plio-pléistocène (Münch *et al.*, 2014). La surface $Sfc_{3.5}$ semble correspondre à une discordance majeure qui s'effectue au cours du Messinien.

Il en résulte que E3 est limité à sa base par une surface d'âge Burdigalien Inférieur (19 Ma) au maximum et à son toit par une surface d'âge zancéen inférieur ; E3 couvre donc tout le Miocène Moyen – Miocène Supérieur de la zone d'étude.

IV.7.3.5. L'ensemble 4 (E4)

L'ensemble sédimentaire 4 (E4) est limité à sa base par Sfc_{3.5}. Il est limité à son sommet par la surface bathymétrique actuelle et les incisions générées par le système de drainage quaternaire (Figure IV.5).

À l'échelle du bassin, les profils d'orientation ~NS montrent que l'ensemble des séries sédimentaires se réduit en épaisseur progressivement vers le Nord, où elles affleurent au niveau des Plateaux Sud Grande-Terre et de Marie-Galante, au large de l'île de la Désirade et dans la zone nord de l'Éperon Karukéra. Les séries s'organisent en larges cônes sous-marins (Faciès B11-B12, Figure IV.11 et Tableau IV.2) vers l'ESE, à proximité des embouchures des Canyons de Dominique et Arawak (Figure IV.15 à IV.17). Ces deux « canyons » se comportent comme des chenaux rectilignes pendant le dépôt de E4, développant peu de levées et sont alimentés par le NW via le Canyon de Marie-Galante.

L'ensemble E4 a pu être subdivisé en trois unités sismiques distinctes U_{s4.1}, U_{s4.2} et U_{s5} dont le maximum d'épaisseur se localise au Sud-Est du SBA et de l'éperon (Figure IV.15 à IV.17). À l'ouest du SBA, une faille normale d'orientation N160°E parallèle à la bordure occidentale de l'éperon se développe pendant le dépôt de U_{s4.1} et génère un épaissement sédimentaire ~0.5s td (Figure IV.8). Cette activité montre que la tectonique continue d'opérer dans le bassin perpendiculaire à l'arc au cours E4. Il en résulte que SBA subside de plus en plus par rapport à SBK et EK.

U_{s4.1} montre une forte variation d'épaisseur en réponse à l'initiation d'une faille majeure d'orientation N90°E et associée au système de Marie-Galante (Figure IV.18). En effet, U_{s4.1} se dépose au fur et à mesure de l'activité de la faille et « drape » le bloc supérieur qui se soulève progressivement (K09-09, Figure IV.18). Ainsi, la croissance de la faille normale d'orientation N90°E s'effectue pendant la sédimentation d'U_{s4.1}, suggérant que le système Marie-Galante s'initie plus tôt que ce qui est communément admis, soit dès le Pliocène inférieur (§IV.7.4, Tableau IV.3).

L'activité synchrone des deux systèmes de failles d'orientation N90°E et N160°E suppose que deux régimes tectoniques différents se superposent ou qu'il se produit un bombement de la zone au cours du dépôt d'E4.

U_{s4.1} et U_{s4.2} montrent des paquets glissés (*e.g.* Faciès A12 et A24, [Figure IV.10](#), [Figure IV.15](#) et [Tableau IV.1](#)) sans architecture interne à travers le bassin. Leurs extensions sont variables, d'une centaine de mètres à plusieurs kilomètres. Leurs origines restent à définir. Certains de ces dépôts se développent à proximité de structure tectonique active comme au Sud-Est de la marge de Marie-Galante, suggérant une activité sismique. D'autres se retrouvent sur de plus grandes étendues dans le SBA, suggérant des dépôts gravitaires en masse (mass transport deposits) ([Figure IV.15](#)).

U_{s4.2} a été échantillonnée dans la Vallée de Marie-Galante (CR22 et CR23) et U_{s4.1} au niveau du Canyon Arawak (KS39) ainsi qu'au Sud-Ouest de l'éperon (KS40). CR22 et CR23 présentent des faciès de plate-forme peu profonde tandis que KS39 et KS40 correspondent à des faciès de bassin profond de type marne sableuse, respectivement d'âge pliocène moyen (Plaisancien) et pliocène inférieur (Zancléen) (*Cf.* [Figure III.13](#), [Tableau IV.3](#) et [Annexe 2](#)).

U_{s5} constitue l'unité sismique la plus superficielle. Elle est limitée à sa base par la surface SFc4.2 et à son sommet par la surface bathymétrique actuelle. Il montre localement des aggradations à l'ouest du SBK dans un petit bassin d'effondrement contrôlé par les failles du système des Saintes. Son dépôt centre maximal se concentre au Sud du bassin au niveau du Canyon de la Dominique et au Sud-Est du SBA ([Figure IV.17](#) et [Figure IV.19](#)). Il constitue les dépôts les plus récents qui s'accumulent vers le Sud-Est du bassin puis vers le prisme.

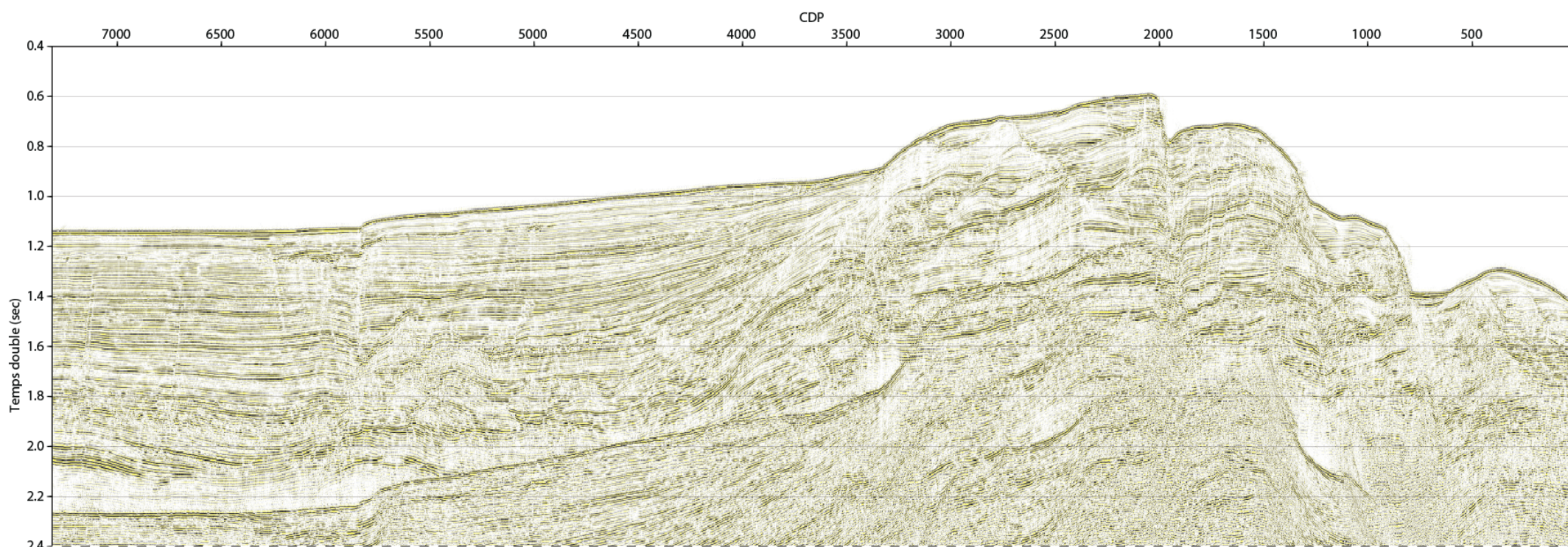
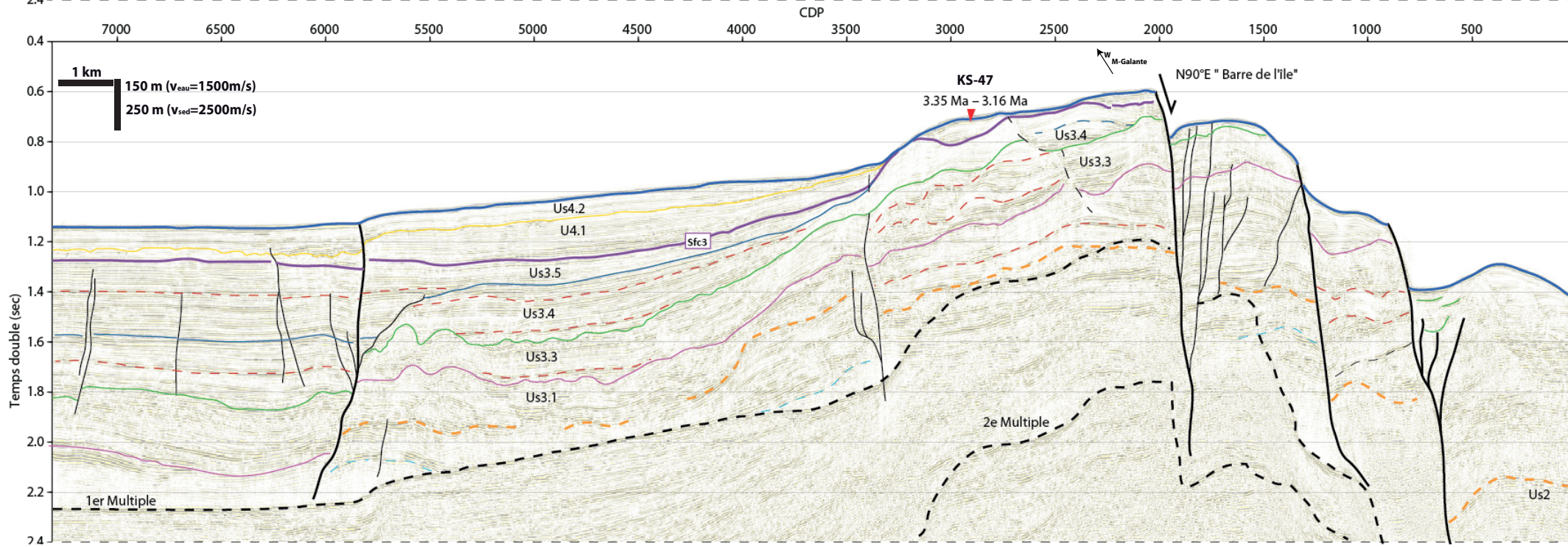
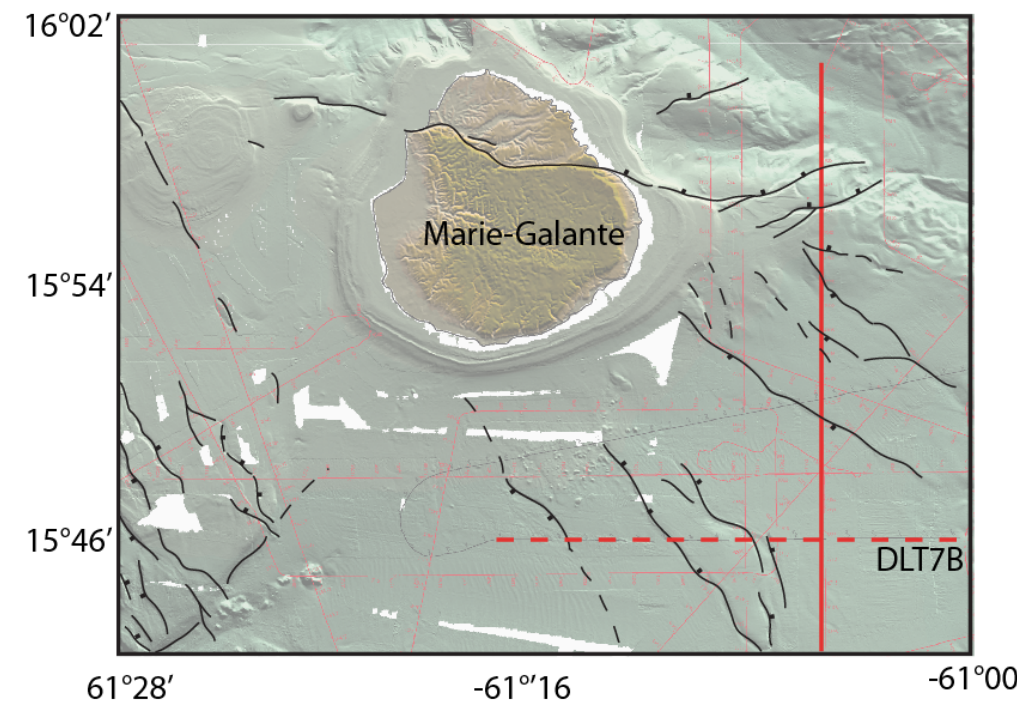


Figure IV.18 Profil K09-09 d'orientation Nord-Sud. En haut : Profil non interprété. En bas : Profil interprété et corrélié. Basculement vers le Sud d'E2 et E3 via une faille orientée N90°E et à vergence nord associé à la faille de la Barre de l'île (Système de faille de Marie-Galante).

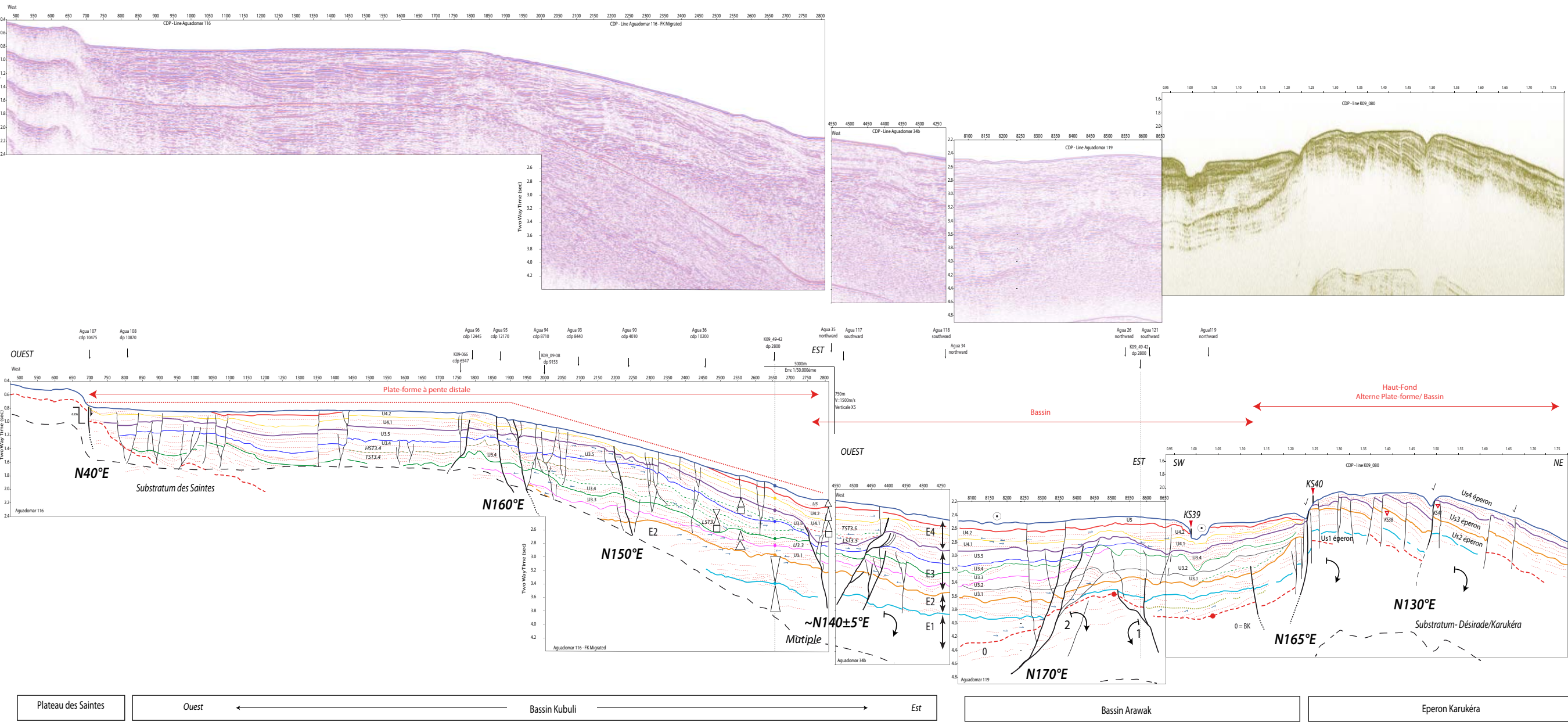
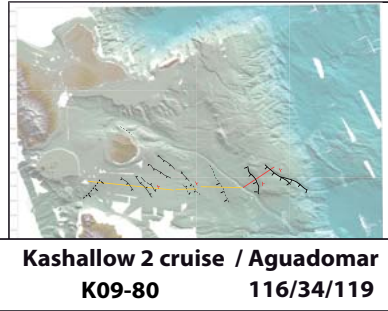
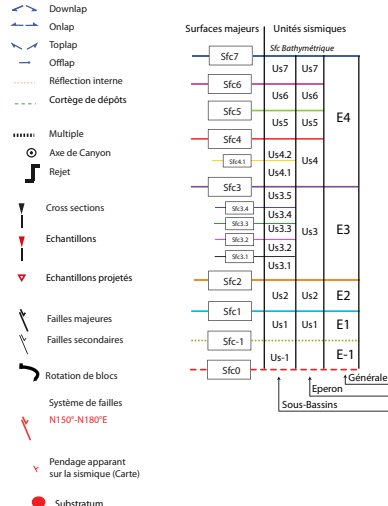


Figure IV.19 Profil Agua116-34-119 et K09-81. Profil NW-SE composite à deux résolutions du Bassin de Marie-Galante. En haut : profil non interprété. En bas : profil interprété. Ce profil montre le contrôle du système de faille N160°±10°E sur l'architecture du bassin et son basculement progressif vers la fosse.

IV.7.4. Calage chronostratigraphique des unités sismiques

La réalisation de prélèvements dispersés à travers le bassin ([Figure III.13](#)) et l'absence de forage dans la zone d'étude ne permet pas un calage vertical précis de la couverture sédimentaire décrite en un point donné du bassin.

Nous avons dû composer avec les différents prélèvements carottés qui ciblaient les réflecteurs affleurant par le biais des escarpements de failles (*Cf.* § III.1.3 et [Figure III.11](#)). Les données des dragages issus des campagnes ARCANTE1 s'ajoutent à ces prélèvements (*Andreieff et al., 1979*). Ainsi, nous pouvons proposer un calage chronostratigraphiquement synthétique des unités sismiques sur la base de datations biostratigraphiques que nous avons réalisées. La description complète des foraminifères planctoniques, benthiques et des nannofossiles calcaires qui permettent les calibrations des unités sismiques est proposées en Annexes et synthétisée dans le [Tableau IV.3](#) par ensembles sismiques.

L'ensemble des prélèvements réalisés couvrent une large période probablement de plus de 30 Ma. La présence du Quaternaire, du Néogène et de la fin du Paléogène permet de dater la couverture sédimentaire décrite sismo-stratigraphiquement. Il en résulte que l'ensemble E4 couvre le Pliocène, le Pléistocène et l'Holocène. Les unités Us7 et Us6 sont holocènes à actuelles. Us5 marque la transition Plio-Pleistocène. Us4 est globalement d'âge pliocène. L'ensemble E3 couvre le Miocène moyen et supérieur, E2 le Miocène inférieur et probablement l'Oligocène tandis que E1 et E-1 très peu échantillonnés semblent se rattacher à l'Éocène et l'Oligocène.

Tableau IV.3 Calibration chronostratigraphique des ensembles (E) et unités sismiques (Us) du Bassin de Marie-Galante. Les âges sont donnés sur la base des déterminations des foraminifères planctoniques (FP), des foraminifères benthiques (FB) et des nannofossiles calcaires (NC). EK : Eperon Karukéra ; NAP : Plateau axial Nord Eperon Karukéra ; CAP : Plateau axial Centre Eperon Karukéra ; SAP : Plateau axial Sud Eperon Karukéra ; MG : Marie-Galante et GT : Grande-Terre.

Ensembles	Unités sismiques et localisations	N° Échantillons	Âges (Ma)	Profondeur (m)
E4	Us7, EK, Banc Flandre	33V (Arcante1)	Holocène	-60 m
	Us6, EK, NAP	R-CR30 (KaShallow2)	Calabrien, Pléistocène inférieur, (1.93 Ma – 0.61 Ma)	-578 m
	Us6, Vallée de MG	KS15-S1 (59-62cm), (KaShallow2)	Pléistocène supérieur ou Holocène, (220 ka – Actuel)	-723 m
	Us6-Us7 ?, Sud GT	KS18, Base tube (KaShallow2)	Holocène à Actuel	-548 m
	Us5, Sud GT	KS16 (KaShallow2)	Calabrien à Actuel, (1.93 Ma – Actuel)	-571 m
	Top Us5?, EK, SAP	KS38 (KaShallow2)	Calabrien, Pléistocène inférieur, (1.93 Ma – 0.61 Ma)	-2120.6 m
	Us5, EK, CAP	KS35 (KaShallow2)	FP : Gélasien, Pliocène terminal ou Pléistocène basal, (2.39 Ma – 1.30 Ma). NC : Zancéen terminal	-778 m
	Us5, EK, CAP	31D3 (Arcante1)	Plio-Pleistocène	-750 m
	Base Us4.2, Est MG	KS47 (KaShallow2)	Plaisancien, Pliocène moyen, (3.35 Ma – 3.16 Ma).	-550 m
	Base Us4, flanc ouest EK, CAP	CR45 (KaShallow2)	Zancéen à Plaisancien, Pliocène moyen, (3.35 Ma – 2.09 Ma)	-900 m
	Base Us4, flanc ouest, EK, CAP	CR43 (KaShallow2)	Zancéen supérieur (3.77 Ma - 3.16 Ma)	-600 m
	Us4.1 ,SBA, Canyon Arawak	KS39, Base tube (KaShallow2)	Plaisancien, Pliocène moyen, (3.35 Ma - 3.16 Ma)	-2014 m
	Base Us4-EK, SA	KS40 (KaShallow2)	Zancéen, Pliocène inférieur, (4.31 Ma - 3.85 Ma)	-1660 m.
	Us4.1, Sud GT	KS17-S1, (93-98cm), (KaShallow2)	Zancéen, Pliocène inférieur (4.45 Ma – 3.85 Ma)	-585 m
	Base Us4 EK, flanc ouest	KS36 (KaShallow2)	Zancéen supérieur, (4.45 Ma – 4.37 Ma)	-920m
	Us4 ,EK, CAP	31D1 et 31D2 (Arcante1)	Pliocène Inférieur	-750 m
	Base Us4.1, Marge NE-MG	CR24 (KaShallow2)	FP : Tortonien inférieur, Miocène supérieur (11.49-10.46 Ma) ; NC : Zancéen, Pliocène Inférieur	- 522m
	Us4, Canyon de MG	94D (Arcante1)	Pliocène inférieur	-650 m
E3	Top Us3, EK	37D* (Arcante1)	Tortonien, Miocène supérieur	-1700m à -1570 m
	Us3 ?, Nord-Est GT	41D4 (Arcante1)	Miocène supérieur	-2800 à -2700 m
	Us3, Sud GT	39D3b (Arcante1)	Transition Miocène-Pliocène (~5Ma)	-650 m
	Us3, Sud GT	39D1* (Arcante1)	Langhien, miocène moyen	-650 m
	Us3, Nord-Est EK	ST17 (Trident)	Miocène moyen	-2250 m
	Us3 ?, Nord-Est GT	41D2 (Arcante1)	Miocène inférieur	-2800 à -2700 m
	Us3 ?, Nord-Est GT	43D2 (Arcante1)	Miocène inférieur	-1000 à -900 m

E2	Top Us2 -base Us3?, EK, Flanc ouest, CAP	LM- KS37 (KaShallow2)	Oligo-Miocène inférieur, (FB : Myogypsinoïdes)	-578m
	Top Us2 , EK, SAP	LM-KS38 (KaShallow2)	Oligo-Miocène Inférieur, (19Ma max, FB : <i>Myogypsina sp</i>)	-2120,6m
	Us2 , Marge Nord, Vallée de M-G	BMG2 (KaShallow0, ROV)	Miocène inférieur – Miocène moyen (Burdigalien sup. à Langhien ?)	- 500 m
	Us2 , Marge Nord, Vallée de M-G	BMG4 (KaShallow0, ROV)	Transition Miocène inférieur – Miocène moyen (Burdigalien à Langhien)	-545 m
	Us2 ? , Marge NE GT	43D6 (Arcante1)	Oligocène moyen	-1000 à -900 m
Anté-E2 ?	Us?, NE La Désirade	ST18a (Trident)	Paléocène-Éocène inférieur (FB : Zone à Discocyclina)	-2150 m

IV.8. Conclusion

Le Bassin de Marie-Galante est constitué de plusieurs sous-bassins localisés en position perchée dans l'avant-arc interne. On constate que les limites géographiques de ces sous-bassins sont uniquement contrôlées par des failles normales orientées N160-180°E. Cette tectonique extensive, perpendiculaire à l'arc génère un système en horsts et grabens qui évoluent au fil du temps. Elle est responsable de l'individualisation de ces sous-bassins en points hauts (Éperon Karukéra, Sous-Bassin Kubuli et Sous-Bassin Flandre) et en points bas (Sous-Bassin Petite-Terre et Sous-Bassin Arawak).

Dans l'ensemble de ces sous-bassins 38 faciès sismiques ont été individualisés. Le remplissage de ces bassins comprend cinq grands ensembles sédimentaires (**E-1 à E4**), eux-mêmes comprenant 13 unités sismiques. Ces ensembles se mettent en place sur un substratum irrégulier, fortement pré-structuré et portant probablement les vestiges d'appareils volcaniques paléogènes au niveau de SBK. Les sédiments s'y accumulent au moins depuis l'Éocène jusqu'à l'Actuel, avec des interruptions de sédimentation traduites par des érosions régionales comme celle identifiée au sommet du toit du substratum, au sommet de E2 (Sfc₂) au début du Miocène Inférieur, ou au sommet de E3 (Sfc₃) et à la base de Marie-Galante et de La Désirade au Tortonien supérieur.

Les échantillons éocènes et oligocènes dragués au Nord du bassin entre Grande-Terre et La Désirade entre 1000 et 2000 m de bathymétrie au niveau de l'escarpement de La Désirade sont attribués aux ensembles E1 et E-1, ce qui suggère leurs présences à l'affleurement. Ces deux ensembles sont localisés à de forte profondeur au Sud du bassin. La profondeur du

toit de E1 est estimée entre 3.8 et 4s td sur le profil [Figure IV.19](#), soit à entre 1750 m et 2000 m sous la surface bathymétrique (situé à -2000 m), pour une vitesse moyenne de 2500m/s dans la couverture sédimentaire. La différence de profondeur des formations du Nord au Sud suggère un mouvement différentiel du bassin selon un axe ~NS tout comme celui identifié plus à l'Est au niveau de l'éperon. Ainsi de manière générale, l'ensemble des surfaces et des séries sédimentaires remontent vers le Nord à de faible profondeur d'eau tandis qu'elles s'approfondissent vers le Sud par opposition.

Les environnements de dépôts du Bassin de Marie-Galante vont se différencier progressivement entre les sous-bassins au cours du Néogène à mesure que la tectonique différencie les sous-bassins. On observe la mise en place de plates-formes carbonatées sur les points hauts et de systèmes turbiditiques et de contouritiques dans les points bas.

En effet, on constate que pendant des périodes de bas niveau, les séries sont érodées soit lors d'émersion comme au Nord de l'éperon, à La Désirade, sur les points hauts au niveau de La Grande-Terre et Marie-Galante, soit dans les points plus bas par le Canyon de Marie-Galante qui tend à s'approfondir au Nord- Est du Sous-Bassin Arawak. En revanche, des formations para-récifales se déposent pendant les périodes de haut niveau à condition de rester dans la zone photique, tandis que des environnements plus profonds de plates-formes au sens large ou de système turbiditique se développent à mesure que le Sud-Est s'approfondit.

Ainsi le Bassin de Marie-Galante enregistre une sédimentation et une tectonique ancienne et complexe, vraisemblablement contemporaine de plusieurs évènement marquant de la zone de Petites Antilles tels que :

- L'initiation de l'escarpement de La Désirade
- Le saut de subduction vers l'ouest et par conséquent le retrait de la ligne volcanique vers le « continent »
- Mais aussi les conséquences du balayage vers le Sud-Ouest des rides de Sainte-Lucie et de Tiburon depuis leurs initiations au cours du Miocène moyen.

Chapitre V

Tectonic and sedimentary architecture of the Karukéra spur: A record of the Lesser Antilles forearc vertical motions since the Neogene.

7 Présentation de la publication soumise à Marine Geology

8

9 Dans ce chapitre présenté sous forme d'une publication, on s'intéresse à la partie la
10 plus orientale du Bassin de Marie-Galante. L'étude se localise au niveau de l'Eperon
11 Karukéra qui constitue la partie haute du butoir crustal-de l'avant-arc à une centaine de
12 kilomètres du front de déformation. L'Éperon Karukéra correspond à un haut-fond sous-
13 marin d'environ 90 km de long pour 50 km de large au Nord et 20 km de large au Sud. Sa
14 morphologie générale est celle d'un large plateau ayant une surface de 3973,75 km², soit
15 environ 3.5 fois plus étendu que l'île de Grande-Terre. Ses limites sont, au Nord, la vallée de
16 la Désirade (-5000 m), au Sud, le Canyon de Marie-Galante et de la Dominique (- 3500 m)
17 et, à l'Ouest, le bassin Arawak (-2200m) et la Vallée de Petite-Terre. À l'Est, il est limité par
18 un escarpement bathymétrique majeur à regard est, haut de près de 2500 m et allongé sur
19 120 km parallèlement à l'arc. Cet escarpement est entaillé par des canyons d'orientation
20 ~N50°E. Vers le nord, il se connecte à l'escarpement de La Désirade en formant un angle
21 quasiment droit. La hauteur de l'escarpement diminue du Nord vers le Sud où elle n'est plus
22 que de 1500m. Cette morphologie laisse supposer que l'éperon a été soulevé au nord et
23 basculé vers le sud par un jeu de faille de La Désirade tout en surmontant le prisme
24 d'accrétion de la Barbade (- 4078m). Les profils de sismique réfraction et sismique basse
25 résolution ([Chapitre II](#), [Figure II.7](#)) montrent que l'escarpement Est de l'Éperon Karukéra
26 correspond à la continuité latérale du butoir de l'avant-arc et qu'il se prolonge vers l'Est
27 sous le prisme d'accrétion sédimentaire sur une soixantaine de kilomètres jusqu'au contact
28 avec la plaque plongeante. Dans cette position, la sédimentation qui se développe sur ce
29 haut-fond enregistre tous les évènements liés au processus de subduction.

30

Tectonic and sedimentary architecture of the Karukéra spur: A record of the Lesser Antilles fore-arc vertical motions since the Neogene.

L. De Min¹, J.-F. Lebrun¹, J.-J. Cornée², P. Munch², J.L. Léticée¹, F. Quillévéré³, M. Melinte-Dobrinescu⁴, A. Randrianasolo¹, B. Marcaillou¹ and F. Zami¹ and the collaboration of the Kashallow Team⁵.

¹Equipe LaRGE, Université des Antilles et de la Guyane, BP 592, 97157 Pointe à Pitre Cedex, Guadeloupe, France.

² Géoscience Montpellier, UMR 5143, Université Montpellier 2 -CC060, 34095 Montpellier Cedex 05, France

³Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planètes, Environnement, UMR CNRS 5276, Université Claude Bernard Lyon 1, Campus de la Doua, Boulevard du 11 Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex (france)

⁴ National Institute of Marine Geology and Geo-ecology (GEOECOMAR), Bucharest, Romania

⁵ During the KASHALLOW cruises, The Kashallow scientific Team comprised J.-J. Cornée, F. Fournier, N. Feuillet, A. Gob, D. Graindorge, P. Guennoc, J.-F. Lebrun, , F. Leclerc, J.L. Léticée, B. Marcailloux, Y. Mazabraud, Ph.Münch, F. Quillévéré A. Randrianasolo, I. Thinon and C. Verati.

*Corresponding author: jean-jacques.cornee@gm.univ-montp2.fr

Abstract

The Karukéra spur is an easternmost submerged rise of the Lesser Antilles fore-arc in the Guadeloupe archipelago, culminating about 4000m above the fore-arc basin 150km west of the deformation front. The analysis of 3500 km 2D high-resolution multichannel seismic reflection and multibeam bathymetric data, and the study of 14 core samples, allow for the first time to reconstruct its sedimentary anatomy and tectonic evolution. Seven

seismic units (U_{s1} to U_{s7}) are evidenced, organized into four major depositional sequences separated by erosional surfaces. Deposits always thicken to the south-southeast on the spur. The sedimentary deposits rest upon a deeply eroded metamorphic basement of the Caribbean Plate as in La Désirade Island. Sequence 1 (units U_{s1} and U_{s2}) remains unknown in its lower part. Its upper part comprises early Miocene shallow water carbonates. Sequence S2 (Unit U_{s3}) only comprises an upper Miocene transgressive systems tract deposited into basinal environment. It is bounded by the major erosional surfaces SB2 and SB3. Sequence 3 (U_{s4} to U_{s6}) is Zanclean to Pleistocene. It is dominantly composed of shallow water, reefal deposits. Sequence 4 corresponds to recent deposits. The Karukéra spur experienced three main extensional episodes with alternations between uplift and subsidence periods. Uplifts are responsible for emersions and erosions. Subsidence severely drowned shallow water deposits. The first extensional episode led to the formation of horsts and grabens in the basement, prior to early Miocene deposits. The second extensional episode occurred during upper Miocene, in accordance with data in surrounding islands. The third tectonic episode developed since Calabrian. Noticeable is the constant reactivation of N130°-N150°, N150°-N180° and N40° trending faults since early Miocene and the neoformation of E-W trending faults since Calabrian. Our results suggest that at the latitude of Guadeloupean archipelago the Lesser Antilles subduction zone is an erosional margin because of the successive sweepings of the Santa Lucia then Tiburon Ridges.

Keywords: Lesser Antilles, fore-arc, Karukéra spur, Neogene, extensional tectonics, basal erosion

1. Introduction

Vertical motions in fore-arcs result from several mechanisms such as varying geodynamical subduction regime (compressional or extensional) (Lallemand et al., 2008; Shemenda, 1994), basal tectonic erosion of upper plate or accretionary processes (Clift and Vannucchi, 2004; Lallemand et al., 1994; von Huene and Culotta, 1989), subduction of lower plate reliefs (seamounts or ridges) (*e.g.* (Collot and Fisher, 1989); (Dominguez et al., 1998) or local upper plate tectonic that can be either compressive, extensional or lateral in case of strain partitioning (*e.g.* Barnes et al., 1998; Gutscher et al., 1999; von Huene and Ranero, 2003). In the Lesser Antilles subduction zone, large ridges enter subduction (McCann and Sykes, 1984). Bouysse *et al.* (1990) suggested that the ridges are responsible for large uplift and subsidence of the fore-arc (thousands of meters) during the Neogene.

The obliquity of relative plate motion leads to strain partitioning that result in strike slip tectonics along the arc and extensive tectonics transverse to the fore-arc (Feuillet et al., 2002; Got et al., 1985). Long-term vertical motions (ten thousand to several millions years) can generally be depicted by using the sedimentary record of fore-arc basins (Dickinson, 1974), *e.g.* (Münch et al., 2014; Paquet et al., 2011).

In this work, we describe such movements in the central part of the Lesser Antilles fore-arc by analysing the tectonic and sedimentary evolution of the Karukéra spur offshore the Guadeloupe archipelago ([Figure V.1](#)). This spur is a fore-arc submarine rise trending parallel both to the deformation front and the volcanic arc. It stands perched regarding the Barbados accretionary prism (Westbrook et al., 1988). The spur displays a carbonate sedimentary cover above the basement of the fore-arc which is composed of magmatic and metamorphic rocks (Andreieff et al., 1979 ;Bouysse and Guennoc, 1983; Kopp et al., 2011). It is associated with a large N-S orientation positive Bouguer anomaly (up to 250 mGal Gailler et al., 2013), suggesting that the spur locates where the fore-arc is the most isostatically uncompensated.

2. Geodynamical and geological setting

The Lesser Antilles arc developed in the eastern part of the Caribbean Plate, as a result of the West-South-westward subduction of the Cretaceous oceanic lithosphere of the North America and South America plates, at a rate of ca. 2.0 cm/yr (De Mets et al., 2000; Deng and Sykes, 1995; Dixon et al., 1998; Pindell and Barrett, 1990). Two NW-SE trending ridges enter subduction, the Barracuda and Tiburon ridges ([Figure V.1](#)). They correspond to reliefs of Atlantic Ocean fracture zones that are reactivated in a compressive way as a result of a slow convergence between the North and South America plates at this latitude (Patriat et al., 2011; Pichot et al., 2012). As they subduct, the two ridges sweep the subduction zone from north to south at a rate of 20km/Ma because of the obliquity of the ridges regarding the plate motions. Nowadays the subducted Tiburon ridge reliefs extend beneath the accretionary wedge to the Karukéra spur (Bangs et al., 2003; Bouysse and Westercamp, 1990; McCann and Sykes, 1984; Roux, 2007).

At the latitude of the Karukéra Spur, the subduction is frontal ([Figure V.1](#)). North-westward, the subduction front progressively curves into the Puerto Rico Trench. The increasing obliquity northward and associated strain partitioning resulted in transtension along the arc and extension in the fore-arc perpendicular to the plate convergence

(Bouysse and Guennoc, 1983; Feuillet et al., 2010; Feuillet et al., 2002; Got et al., 1985). Feuillet *et al.* (2002) suggested that this extension is responsible for the development of fore-arc transverse grabens such as the Marie-Galante graben across the Guadeloupe archipelago and Karukéra spur (Figure V.1) (Feuillet et al., 2002).

Geological and geophysical investigations over the Karukéra spur revealed the nature and extension of its basement and sedimentary cover. At the end of the 70's, the ARCANTE1 cruise (Andreieff et al., 1979) provided samples of magmatic greenschist facies rocks similar to that outcropping in the nearby island of La Désirade (Figure V.1). In La Désirade, the magmatic basement consists of late Jurassic to early Cretaceous (Kimmeridgian to mid Berriasian) mafic and felsic metavolcanic rocks (Corsini et al., 2011). They were emplaced in a context of arc or/and back-arc basin that where located at the rear of the Andean/Cordilleran east dipping subduction zone prior to inception by the west dipping Antillean subduction (Mattinson et al., 2008); (Cordey and Cornée, 2009); (Pindell and Kennan, 2009); (Montgomery and Kerr, 2009); and (Neill et al., 2010).

The basement is affected by pervasive folding and thrusting and by the development of a set of conjugated N130° and N°40 steeply dipping strike-slip shear zones. This tectonic is dated late early Cretaceous (Albian) and supports the subduction polarity inversion that leads to inception of the Antillean subduction during the Cretaceous (Corsini et al., 2011 ;Lardeaux et al., 2013b ; Pindell and Kennan, 2009). At a crustal scale the Karukéra spur basement extends eastward beneath the Barbados accretionary wedge where it represents the wedge backstop (Bangs et al., 2003; Christeson et al., 2003; Evain et al., 2011; Kopp et al., 2011; Laigle et al., 2013; Roux, 2007; Westbrook et al., 1988). Koop *et al.* (2011) revealed that the Moho occurred at ~24 km depth beneath the spur and that the crust of the fore-arc can be divided in three layers: a ca. 10 km thick lower crustal layer, a ca. 10 km thick middle crustal layer corresponding to the basement outcropping in La Désirade and a ca. 4 km upper crustal layer corresponding to the spur sedimentary cover. The ARCANTE 1 cruise samples from the spur revealed post lower Miocene shallow water parareefal carbonates interbedded with volcanoclastic and pelagic carbonate oozes. These formations now rest at great depth (thousands of meters bsl) suggesting that the spur experienced high amplitude vertical motions during the Neogene (Andreieff et al., 1979; Bouysse and Guennoc, 1983 ; Bouysse and Westercamp, 1990). Onshore at La Désirade, the metavolcanic basement is capped by shallow water Pliocene-Pleistocene carbonate

platform that culminate at 276m above sea level (Lardeaux et al., 2011; Lardeaux et al., 2013b; Westercamp, 1980). Lardeaux *et al.* (2013b) highlighted that normal faults reactivated the inherited Albian N130° and N40° shear zones during the deposition of the Pliocene-Pleistocene platform. Offshore, the spur is also affected by East-West tectonic structures interpreted by Feuillet *et al.* (Feuillet et al., 2002; Feuillet et al., 2004) as resulting from the development of the Marie-Galante graben.

3. Data and methods

3.a Geophysical data and processing

From 2006 to 2010 we conducted four marine surveys (KaShallow cruises) in the Marie-Galante basin (Figure V.2). We acquired 3500 km of 2D high-resolution (HR) multichannel seismic reflection, 3.5 kHz sub-bottom profiler and multibeam bathymetry data (Figure V.2). The 72 traces multichannel high resolution seismic reflection data were acquired using high frequency mini-GI air guns providing seismic data in the range of 50-450 Hz with a horizontal trace spacing of 6.5 m and a maximum penetration of 1.5 s TWTT. Such high-resolution data are particularly adapted for detailed seismic facies analysis and seismic stratigraphy of sedimentary series. Seismic data processing was performed with the Seismic Unix software (Cohen and Stockwell, 1991) and consists in frequencies analysis and band pass filtering, killing of noisy traces, velocity analysis and normal move out corrections, stack and constant velocity (1500m/s) time migration. Lower-resolution (20-80Hz) but deeper penetration (up to 2s twtt) multichannel seismic reflection data acquired during Aguadomar cruise, courtesy of Deplus (1999), complement our dataset. We processed these data following an equivalent procedure than the one used for the KaShallow data but we complemented it with a predictive deconvolution filter. We used lower resolution data to study the deepest sedimentary units and to identify the top of the basement of the sedimentary cover.

Multibeam bathymetric data from the KaShallow cruises (Simrad EM300, Echosounder) together with other SIMRAD EM12Dual Echo Sounder data (source IFREMER - SISMER), near shore and onshore data from SHOM, IGN (BD-Alti) and SRTM (USGS, 2004), were processed with the Caraiibes (IFREMER) and the GMT (Wessel and Smith, 1995) software to create a 25m grid spacing Digital Terrain Model (DTM) of the Marie-Galante Basin (Figure V.2).

3.b. Rock Sampling and biostratigraphy

Rock samples were recovered from 14 sites using a Kullenberg piston core or a CNEXO-Ville rock sampler. We have also studied five samples dredged on the Karukéra spur during the ARCANTE 1 cruise (Andreieff et al., 1979; [Figure V.2](#)). Facies analysis is based on onboard macroscopic observations and on thin sections study. We used Dunham (1962) carbonate rock classification refined by Embry and Klovan (1971). Each facies is related to a depositional environment according to zonations proposed by Purser (1980), Tucker (1990), Handford and Loucks (1993), and Wright and Burchette (1996) and Pomar (2001). Planktonic microfossils, benthic foraminifers and calcareous nannoplankton determination helped to define the depositional environments and provided biochronological constraints. We used zonal subdivisions from Berggren *et al.* (1995) for planktonic foraminifera and from Martini (1971) and Okada and Bukry (1980) for nannofossils. Age calibration datum are from Wade *et al.* (2011) and Raffi *et al.* (2006), respectively. The high precision of the location of samples allowed to locate the cored samples in the seismic units and to date them.

3.c. Seismic interpretation methods

We determined the seismic facies from criteria presented by Roksandic (1978). The seismic facies criteria are based on reflection characteristics such as amplitude, frequency, polarity, continuity and abundance of reflectors as well as their geometric configuration ([Figure V.3a](#)). The seismic stratigraphy of units is defined following the principles of Mitchum (1977). Criteria include description of onlaps, downlaps, toplaps, erosional truncations, relationship with unit boundaries and identification of remarkable surfaces ([Figure V.3b](#)). The basin architecture is then interpreted following sequence stratigraphy principles (*e.g.* Catuneanu (2011) and Vail (1977)). The seismic unit boundaries were correlated from line to line throughout the seismic grid using the Kingdom Suite® software (courtesy of IHS). Stack velocity laws obtained during processing were inappropriate to calculate interval velocities due to the short length of the seismic streamer (50m and 600m). To calculate thickness and depth in metres of units and their boundaries a range of conservative estimate velocities in carbonate formations (between 2500 to 3000 m/s) was used (Wang et al., 1991). These average velocities fall in the range of velocities calculated for the southern Karukéra spur sedimentary cover following seismic refraction experiments (Evain et al., 2011; Kopp et al., 2011). The spatial resolution is constrained by an average

seismic line spacing of *ca.* 5 kilometres. The resolution allows a pseudo-3D visualization of first order geometries of seismic units and tectonic structures over the whole spur.

4. Results

4.a. Karukéra spur morphology and structural organisation

The NNW-SSE trending Karukéra spur (3973,75 km²) extends over 85km from North to South between the N70° trending La Désirade wall (5000 m high) and the Dominica canyon (3000-3500 m bsl; [Figure V.4](#)). Its western flank is a *ca.* maximum 3 km wide and *ca.* 500 m high narrow scarps. It separates the spur from the Marie-Galante basin and it is oriented N160° to N180°E. An axial plateau about 22km wide can be defined in the western part of the spur ([Figure V.4](#)). It deepens gradually southward from 40 m bsl at Banc Flandre to 2500 m bsl North of Dominica canyon and it is tilted eastward. Thus, the plateau culminates several hundreds of metres above the Marie Galante Basin. The eastern flank of the spur is 20 to 10 km and widens towards the North. It presents a 4500 to 2000 m high steep slope and dominates the *ca.* 5000 m bsl Barbados accretionary wedge. It is deeply incised by N50° trending erosional submarine canyons in its dip.

The morphology of the spur comprises a great number of scarps that have been identified as normal fault scarps from seismic interpretations. This reveals that the Karukéra spur suffered an important recent tectonic activity. These fault scarps allow dividing the axial plateau of the spur into three main morpho-structural zones, from North to South ([Figure V.4](#)): the north axial plateau (NAP), the central axial plateau (CAP) and the south axial plateau (SAP).

The NAP is the shallowest zone with the small reefal Flandre platform (Münch et al., 2013) at the northern margin of the spur. It globally deepens towards the southeast and is crosscut by three main N150°E striking, southwest verging normal faults. The major N150°E striking normal fault across the NAP is a 300 m high and 20.5 km long fault scarp. These faults induced a north-eastward tilting of the different blocks and change northward into N180°E trending faults. Two of them tie up to the western border of the Karukéra spur. Thus, the whole western border of the NAP consists of N180° striking normal fault scarps associated with N150°E striking faults in the neighbouring Marie-Galante basin and on the eastern flank of the spur. The southern limit of the NAP is a N110°E trending normal fault scarp.

The CAP is an asymmetric graben, *ca* the latitude of 16°N, between a N110° striking and southward verging fault scarp to the North and a N40°E striking and northward verging fault scarp to the South (Figure V.4b). The graben is crosscut by secondary fault scarps trending N110°E to N80°E. These secondary faults do not extend west of the spur border. The western border of the CAP trends *ca.* N180° and corresponds to an elongated horst with local outcrops of the basement. The southern N40°E trending faults are interrupted by the western border of the horst. Nevertheless, this fault trend is still present in the Marie-Galante basin.

The SAP is a wide plateau inclined to the East, cut by two N110-120°E striking normal faults with a southwest facing step. The southern half of the area is clearly tilted against the N120°E trending fault. North-westward, these two main faults defines the Karukéra spur western border. Therefore, the N175° border of the spur is offset by *ca.* 10km along the N120°E trending faults. South of the main faults the spur western border exhibit a smooth topography controlled by few N175°E trending normal faults. The southern tip of SAP corresponds to a N90-100° trending normal fault and characterises the southern limit of the spur (Figure V.5).

Despite two Aguadomar seismic lines in the eastern flank, numerous canyons prevent tectonic interpretations of this area (Figure V.4). Its morphological features are significant on the digital elevation model (DEM). The DEM displays steep cliff oriented N150° with a southwest facing step. These cliffs are associated to a deviation of the axis of the canyons to the southeast and generate "bend" structures. These morphological features allows to propose a N150°E striking normal fault activation in this area, and that suggests a late tectonic activity as also recorded in the axial plateau (Figure V.4).

4.b. Architecture of the Karukéra spur platform

General considerations

The Karukéra spur is covered by a carbonate platform. Sedimentary deposits display changing thicknesses and the basement can reach the sea-floor (Figure V.5). On a broad scale, sediments accumulated into two main areas with thicknesses increasing to the south-southeast in each. One area extends to the southern edge of the CAP and the other comprises the Southern Axial Plateau. The northern area (NAP and CAP) presents a total sediment thickness increasing from *ca.* 0.08s at the Flandre Bank to 0.7s twtt (875-1050m)

in the central basin (Figure V.5). Such thickness changes are also recorded in the SAP, with a N60° elongated area of reduced sedimentation close to the northern boundary of the SAP area, and a maximum thickness of ca. 1s twtt (1350-1500m) southward. Superimposed to these two general SSE thickening of the sedimentary cover, we observed that the sedimentary basin also thickens against the main N150° trending normal faults in the NAP area and along the major N130° trending normal fault in the SAP area. As a whole, the N60° then the N130-N150° normal faults controlled the sedimentation in the lower part of the cover.

Fifteen seismic facies have been evidenced (Table V.1 and Figure V.3) and six seismic units defined, namely U_{s1} to U_{s6} , unconformably overlaying a basement (Table V.1 and Figure V.3). The seismic units are limited by seven stratigraphic surface boundaries (SB0 to SB6) which allow to reconstruct the architecture of the sedimentary deposits and to provide information about the tectonic evolution of the spur (Figure V.5).

The magmatic basement

The basement chaotic facies F10 (Table V.1 and Figure V.5) makes it easy to recognise. With the lower resolution seismic, the basement exhibits in places some faint low frequency irregular reflectors organized into discrete folds or corrugated stratifications. The magmatic basement presents an irregular roof surface underlined by high amplitude, irregular reflector and, where observable, clear truncations. Thus, the roof of the basement is an erosional surface (SB0) (Figure V.6).

The basement can be undoubtedly identified on the seismic lines when the sediment thickness is less than ca. 0.6s (twtt). In the central basin and in the southern area where sediments are thicker, the basement is revealed only from the Aguadomar profiles to ca. 1.4s (twtt) beneath the cover (Figure V.6).

The magmatic basement outcrops along the La Désirade Wall, near the Flandre Bank and in the NAP area at the toe of the main N150° scarp where it has been dredged during the ARCANTE 1 cruise (sample 36D - (Andreieff et al., 1979); Figure V.3). These authors described meta-magmatic green rocks they correlate to *La Désirade* basement. Following this interpretation, the Karukera Basement is considered similar to the *La Désirade* one composed of Jurassic- lower Cretaceous Arc/Back-arc basement (Cordey and Cornée, 2009; Corsini et al., 2011 ; Lardeaux et al., 2013a ; Neill et al., 2010). Tomographic data from wide

angle seismic experiments over the spur and La Désirade did not reveal any crustal discontinuity or strong velocity gradient in the horizontal dimension (Evain et al., 2011; Roux, 2007). This corroborates the idea that the basement is homogeneous in this region.

Seismic Unit 1 (U_{S1})

U_{S1} is the deepest sedimentary seismic unit. As for the basement, it is best identified with the Aguadomar seismic lines and only few KaShallow2 lines revealed its roof. U_{S1} is present in the southern half of the SAP where it reaches a thickness of 0.15s twtt (187-225m) and in the CAP where it reaches its maximum thickness of 0.2s twtt (250-300m) (Figure V.6). It is missing over the northern parts of the NAP and SAP. U_{S1} always rests uncomfortably onto SB0 with low angle onlaps. This reveals that U_{S1} retrogrades onto the basement (Figure V.6) and infill topographic troughs. U_{S1} exhibits seismic facies F13 and F15 (Figure V.3 and Table V.1), revealing an irregular sheet-shaped unit.

In the southern part of the CAP, U_{S1} exhibits sub-parallel reflections changing into divergent geometries (F15) against the basement to the North-Northwest (Figure V.6b). This suggests a local tectonic activity along the normal faults bounding the basin to the north. Such divergent reflectors suggesting syntectonic activities of faults are also found in the Marie-Galante basin south of the spur (Figure V.6a, cdp 4350-4200). The upper boundary of U_{S1} is named SB1. It is an irregular and moderate amplitude seismic reflector (Figure V.5 and Figure V.6b) that truncates the underlying reflectors. This shows that U_{S1} has been eroded before deposit of U_{S2} . The synthetic cross section of the spur reveals two main Depocentres (Figure V.5). One is located in the CAP and forms a central basin, the other at the transition between the southern part of spur and the Marie-Galante basin. The general organisation of U_{S1} clearly suggests that it was deposited onto an irregular paleotopography and that localized tectonic activity along $N60^{\circ}\pm 10^{\circ}E$ trending faults occurred (Figure V.5). U_{S1} was not sampled, as it does not outcrop. Both its lithology and its age remain unknown.

Seismic Unit 2 (U_{S2})

U_{S2} covers the entire U_{S1} seismic unit. As for U_{S1} , it is identified with the Aguadomar and few KaShallow2 seismic lines which revealed its uppermost part. U_{S2} is organized into retrogradational geometries onto U_{S1} , then onto the basement to the North with low angle onlaps (e.g. Figure V.6, cdp 11100 to 11300).

U_{S2} is identified all over the spur, in the Flandre basin and to the southwest of the spur in the Marie-Galante basin, (Figure V.7 and Figure V.8) However, it is locally missing under the Flandre Bank and on the horst flanking the western border of the CAP (Figure V.7 and Figure V.9). In the NAP and the northern part of the SAP, U_{S2} is 0.05s to 0.07s (TWTT) (c.a. 62.5 m to 105 m for a velocity of 2500-3000 m/s).

U_{S2} shows its maximum of thickness in the CAP and in SAP. In the CAP, it reaches 0.2s twtt (250-300m). In the SAP its thickness increases from 0.15s (187m) in the North up to 0.2s (225m) to the South.

U_{S2} exhibits four seismic facies F4, F9, F11 and F14, (Figure V.3 and Table V.1), revealing an irregular sheet-shaped unit at the scale of the spur. Its basal part is characterized by facies F14 and locally to the South by facies F9 (Figure V.6a). Its upper part is characterized by facies F4 and F11. F11 is mainly found on the spur whereas, laterally, F4 dominates into the Flandre Basin, west from the border of the spur. The seismic facies of the reflectors on the spur change from North to South as following: on line K09-012 (Figure V.7), U_{S2} displays a sheet-shaped geometry; laterally in the Flandre basin U_{S2} displays "Chinese hat shapes" with chaotic internal reflection (facies F4, Figure V.3). The last facies has been interpreted as reefal build-ups by Bubb and Hatlelid (1978). In the Flandre Basin, F4 is identified over 15 to 20 km wide with an average thickness about 0,2s twtt, as in the CAP.

On the lines K09-035-015-016 and K09-056, oriented NNW-SSE, U_{S2} displays facies F11, with aggradational, poorly stratified geometry (Figure V.10 and Figure V.11).

On the line K09-071 oriented E-W, U_{S2} displays the facies F11 (Tab1). It is crosscut by the western border of the spur. U_{S2} is also found to the west in the Marie-Galante basin (Figure V.8). This indicates that U_{S2} was deposited before the individualization of the present-day western margin of the spur.

On line Agua-123 oriented NNW-SSE, U_{S2} displays, from base to top, facies F9, F14 and F11. F9 is characterized by local downlaps on SB1 and progradational geometries to the South, (Figure V.6, cdp: 3850 to 4050). Above, F11 and F14 are organized into aggradational reflectors.

The upper part of U_{S2} outcrops at the southern boundary of the spur. At this location the facies F11 was cored (sample KS38) (Figure V.2 at 2120 m bsl on SAP). KS38 is a bioclastic packstone to boundstone with hermatypic corals, red algae and benthic foraminifers (*Miogypsinid*) from reefal to perireefal depositional environment under moderate energy (Figure V.12). Sample KS38 is proposed to have deposited under shallow marine conditions, in the 0-40 m depth range. The scarcity of miogypsinids does not allow precise age determination but these large benthic foraminifers are known from latest Oligocene to early Miocene (BouDagher-Fadel and Price, 2010, 2013; Ferrandini et al., 2010).

As whole, seismic features, facies and thickness map indicate that the upper part of U_{S2} is a reefal carbonate platform that covered the spur and parts of the Marie-Galante and Flandre basins at the least during early Miocene. Syntectonic activity is suspected in one zone of the northern part of the SAP. Indeed, on line K09-56 the thickness of U_{S2} dramatically changes from 0.04s to 0.3s on each side of a N130° trending fault (Figure V.11, cdp 8000 to 9000), with, discrete diverging geometries. The top of U_{S2} is limited by an erosional surface SB2. It displays a very high amplitude and flat reflector in the NAP and the Flandre basin. This suggests an abrasion surface in these areas (Figure V.7). Elsewhere, SB2 is a discrete erosional surface underlined by discrete toplaps (Figure V.8, Figure V.9 and Figure V.10). This suggests that the erosion related to SB2 is more important to the North of the spur and in the Flandre Basin than elsewhere.

Seismic Unit 3 (U_{S3})

U_{S3} is identified with KaShallow2 seismic lines. At large scale, it is a sheet shaped seismic unit. U_{S3} onlaps and clearly retrogrades north-westward onto SB2 in the NAP and Flandre basin. To the South U_{S3} becomes concordant with U_{S2} . The thickness of U_{S3} increases from North to South at the scale of the spur. Over the NAP, U_{S3} is to 0.020s twtt (25-30m) to 0.040s twtt (50-60m) thick (for 2500-3000m/s velocity). On the SAP the thickness is always higher, at about 0.240s twtt (c.a. 300-360 m) to 0.300s twtt (c.a. 375-450m).

U_{S3} is characterized by high frequency, high amplitude and continuous reflectors which laterally change (facies F3, F6 and F8). These reflectors contrast with the low frequency and low amplitude of seismic facies of U_{S2} . The facies F3 displays parallel reflection with intercalation of thin discontinuous chaotic to irregular deposits (Table V.1). It is recognized in the NAP to the northern part of the CAP. The facies F6 is regular with no

chaotic intercalation. It is located in the SAP. The facies F8 displays divergent reflectors (Figure V.7, cdp 4600 to 2200). To the North, local offlaps on the North-South trending, western border of the spur have been identified on line 35-15 (Figure V.10). Such offlaps are also recognized along N150° trending faults on line K09-12 (Figure V.7, cdp 10200 to 8000).

The top of U_{S3} is an angular unconformity between U_{S3} and U_{S4} reflectors. In the CAP and the SAP, the top of U_{S3} is underlined by onlaps of U_{S4} (lines K09-022 and K09-071; e.g; Figure V.8, cdp 8800 to 10400). In the NAP and Flandre basin, the unconformity changes into an erosional surface. To upper part of U_{S3} displays erosional truncations (line K09-15, Figure V.10, e. g. cdp 200 to 2600), and locally, U_{S3} is missing. As a whole, U_{S3} displays first a retrogradational pattern then an aggradational one. In a general way, U_{S3} thickness is homogeneous across the spur. Thickness changes are located in SAP and north NAP where U_{S3} is eroded (Figure V.10 and Figure V.11).

U_{S3} outcrop locally on the N130° trending scarp of the SAP on line K09-055. At this location the facies F6 was cored (sample KS41) at 1799m bsl (Figure V.2 and Table V.2). Sample KS41 is planktonic foraminifer-rich massive ooze, widely dominated by globigerinids (e.g. Figure V.12c.). No available determination could be conducted in thin sections, but as U_{S3} is younger than U_{S2} , it is post early Miocene and ante Zanclean (U_{S4}) in age. The microfacies are indicative of outer shelf to basin depositional environment (Tucker, 1990). As the seismic facies of U_{S3} changes poorly over the spur, the ooze probably covered most of it. On the spur, U_{S3} displays first a retrogradational pattern then an aggradational one. The last one was deposited into outer shelf to basin settings, indicative of a drowning of the previous U_{S2} carbonate platform. A local syntectonic activity is evidenced on line-56 (cdp 8000 to 13000, Figure V.11) but generally U_{S3} thickness remains homogenous. To the North, the reduced thickness of U_{S3} is related to post U_{S3} erosion (SB3). Opposite, the western margin of the spur revealed syn-tectonic sedimentation during the deposition of U_{S3} . To the North, divergent reflectors occur against its North-South trending boundary, between the spur and the Flandre basin (Figure V.10, cdp 600 to 4600). To the South the thickness of U_{S3} rapidly increases from 0.2s on the spur to 0.6s in the basin across the western border of the spur (Figure V.8, cdp 7400 to 2400). As a whole the present-day western limit of the Karukéra spur resulted in tectonic activity during the deposition of U_{S3} , with a south-eastward tilting responsible for the drowning of its southern part and erosion of U_{S3} in the

NAP. Tectonics occurred during the middle Miocene to late Miocene interval as the overlying unit U_{S4} is early Pliocene (*cf.* Next §). This age is corroborated by our new datations on sample KS 37D cored on the northern part of the eastern flank ([Figure V.2](#)): it yielded the calcareous nannofossil *Discoaster quinquaramus* of Tortonian to Messinian (8.6 Ma-5.6 Ma, (Raffi et al., 2006); [Table V.2](#)).

Seismic Unit 4 (U_{S4})

U_{S4} is clearly identified on KaShallow2 lines. At a large scale, U_{S4} is a retrogradational, wedge-shaped unit oriented NW-SE. U_{S4} onlaps SB3 towards the northwest, then locally on the basement (S_{fc0}), in the NAP and in the Flandre basin. Along the western margin of the spur, U_{S4} reaches the sea-floor and caps the basement on the elongated horst, as in the CAP.

In the SAP high angle onlaps toward the northeast occur. They highlight an angular unconformity (*e.g.* [Figure V.8](#), cdp 8800 to 9300). The thickness of U_{S4} is variable, with a maximum located in the eastern part of the spur (0.150s twt-0.195s twtt; line K09-22 and K09-071, [Figure V.8](#) and [Figure V.9](#)). In the northern part of the CAP, the maximum thickness of U_{S4} is about 0.25 s to 0.27s (twtt) (ca. 300m to 400m). In the northern part of the SAP, it thins to 0.021s to 0.084s (twtt), (ca. 26 m to 105 m for a velocity 2000-2500 m/s). On CAP and SAP, U_{S4} gradually thickens southeastward, from 0.021 s to 0.063 s (twtt) to the North to 0.359-0.38 s (twtt) to the South (~26 m to 475 m). In the SAP, U_{S4} thickens from 0.05s in the northwest to 0.3s in the southeast ([Figure V.8](#)). No syntectonic activity has been found on the spur. The thickness changes and the wedge-shaped geometry to the southeast are related to the previous tilting of the spur during U_{S3} deposition.

U_{S4} exhibits a main facies F7 ([Figure V.3](#) and [Table V.1](#)) which are present all over the spur. The facies F7 is regular with high frequency, high amplitude and parallel-stratified reflections. Two other facies are locally identified in the South Karukéra area. Under F7 is facies F9 which displays local downlap geometries on SB3 ([Figure V.8](#), cdp 10800 to 12000). Above facies F7, facies F5 typifies the upper part of U_{S4} on the southern margins of the spur ([Figure V.7](#), cdp 3000 to 3500; and [Figure V.8](#), cdp 7400 to 8200). This mound-shaped facies is related to reefal build-ups, also suspected in both the southern and southwestern margins of the SAP. The mounds are observable on the bathymetric map in this area ([Figure V.4](#)). The upper limit of U_{S4} is the SB4 unconformity which displays truncations or is

highlighted by onlaps of the overlying U_{S5} (Line K09-15 cdp 200 to 3000 and line K09-022 cdp 4200 to 5400, [Figure V.9](#) and [Figure V.10](#)).

U_{S4} displays local synsedimentary tectonic activity on line K09-056 (cdp 6000 to 7500), on a normal $N120^\circ$ trending fault ([Figure V.11](#)). Unit U_{S4} was sampled in six points: CR28, CR30 and CR31 in the northern part of the spur and in Flandre basin, KS35 and KS36 ([Figure V.9](#)) in the CAP, and KS40 in the SAP ([Figure V.2](#)). All the samples were cored in the seismic facies F7. In the lower part of U_{S4} , samples KS36 and KS40 (respectively Line K09-022 cdp 1800 to 2200 and Line K09-071 cdp 7400 to 7500, [Figure V.9](#) and [Figure V.10](#)) are planktonic foraminifer-rich marls ([Table V.2](#)). This facies indicates outer shelf to basin depositional environment. They date Zones PL1b to PL2 (Zanclean) from the occurrence of the index foraminifers *Globigerina nepenthes*, *Globorotalia exilis*, *G. margaritae* and *G. crassaformis* and of the calcareous nannofossils *R. pseudoumbilicus* and *Sphenolithus* and the absence of *Amaurolithus primus*. The age is Zanclean, between 4.45- Ma and 3.85 Ma.

In the upper part of U_{S4} , samples CR28, CR30b, KS35b and KS37 are bioclastic limestones from shallow water carbonate platform. They contain pieces of coral colonies, red algae and large benthic foraminifers ([Table V.2](#)). Remarkable is the presents of *Agaricia* sp. coral colonies at 780 m bsl. Such coral colonies are known to live in 20 to 80m maximum depth range, indicating a late drowning of the spur. The intragranular and moldic porosity reveals two cementing fringes, an isopachous sparite then a granular sparite (Samples CR28 and CR30). These observations suggest a diagenesis in the meteoric-phreatic zone.

The location of samples CR 31 is not well constrained but the upper to middle part of U_{S4} is suspected in the northern part of the Marie-Galante basin. This sample is a siliciclastic, planktonic foraminifer-rich packstone with bioclastic debris and feldspath crystals ([Figure V.12](#) and [Table V.2](#)). These observations suggest a low energy environment in outer platform setting.

As a whole, U_{S4} displays outer shelf marls changing upward into shallow water reefal carbonate platform. Volcanic activity is suspected from automorphic feldspaths and rare volcanic debris in the CR31 sample.

U_{S4} exhibits submarine sliding on the eastern side of the spur, with landmass slope deposits or eastward creeping shapes in facies F7. The slidings are highlighted by basal erosion and a few deformations (Line K09-022, cdp 6600 to 8200, [Figure V.9](#)). This

destabilization seems to be controlled by an eastward tilting governed by a N150° trending normal fault (Figure V.9). At the transition between the axial zone and the eastern flank of the spur, the morphological analysis reveals landslide scars and canyons head (Figure V.4).

Seismic Unit 5 (Us5)

At a large scale, U_{s5} is a thin sheet-shaped unit compared with the lowest units (U_{s1} to U_{s4}). It displays facies F7 and F8. In its lower part, low-angle onlaps rest on SB4 in the NAP. U_{s5} is mainly developed in the CAP and locally along normal faults in the SAP (Line K09-056 cdp 8500 to 9200, Figure V.11). Indeed, the facies F8 displays small divergent stratification reflections along N90°, N40°, N110° and N130° trending faults (Figure V.10, cdp 1800 to 4200 and Figure V.11, cdp 15000 to 1700). The maximum thickness of U_{s5} is restricted along the scarps of CAP, estimated at 0.05 s (twtt) (c.a. 62.5m to 75m). In SAP, U_{s5} is reduced to 0.015s (twtt) (c.a. 18.75 m) or missing. The samples CR30a and KS35a are dated Zones PL6 to Pt1a from the occurrence of the index the foraminifers *Globorotalia truncatulinoides*, *G.tosaensis*, *Globigerinoides obliquus* and without *G. miocenica* and, of the calcareous nannofossils *C. macintyreii* and medium *Gephyrocapsa* spp. U_{s5} is attributed to Calabrian, between 2.39- Ma and 0.61 Ma (Table V.2).

Seismic Unit 6 (Us6)

U_{s6} is a wedge-shaped unit only located along the major the N150°E normal faults in the NAP. It shows divergent stratification reflections (facies F8) along sixteen kilometres long and three kilometres wide (Figure V.4). U_{s6} displays heavy, high-amplitude, high frequency and continuous reflectors. Its main depocentre is estimated at 0.15 s (twtt) (ca. 187.5 m to 225m). It shows local downlaps and progradational bodies on the margin of the Flandre bank (Figure V.5).

U_{s6} is clearly identified only into NAP (enclosed Flandre bank system). It is probably late Pleistocene to Present-day. The divergent geometry of the beds suggests a recent tectonic activity in the north of the spur.

Seismic Units 6 and 7(Flandre Bank)

The Flandre bank is located at the northern tip of the Karukéra spur, East of La Désirade. It culminates at 41 m bsl. A N180°E and N160°E-striking normal fault characterizes its western border (Figure V.4). The bank is a late and small isolated shallow-

water carbonate platform of the Karukéra sedimentary system. It is composed of two seismic units U_{s6} and U_{s7} , younger than the underlying Calabrian Unit 5 (Figure V.5).

Münch et al. (2013) suggested similarities between the basal sedimentary unit of Flandre bank and part of the emerged platform of La Désirade. On the eastern flank of the bank sample CR 26 yielded red algal packstones. Such post-Calabrian deposits culminate at 80 m bsl on the Flandre bank whereas they are at an altitude between 0 and +90 m on La Désirade (late Pleistocene marine terraces), highlighting differential vertical movements between the Karukera spur and La Désirade after U_{s6} .

U_{s7} is a thin and local unit capping the bank. Sample CR25 provided encrusting red algae, rhodoliths and bryozoans with minor Mussidae corals and Halimeda fragments. This unit is probably Holocene in age and constitute a terminal stage of the drowned platform of the Karukéra spur (Figure V.2, Figure V.4, Figure V.5 and Table V.2).

4.3 Tectonic analysis of the Karukéra spur

The analysis of the slope map, bathymetric map and seismic lines (Figure V.2 and Figure V.3) allows determining the geometry, the kinematics and the relative timing of brittle deformations. Four normal fault systems have been evidenced. The first set is $N130\pm10^\circ$ to $N150\pm10^\circ$ trending in the NAP. The second is a $N130\pm10^\circ$ to $N170\pm10^\circ$ trending, mainly identified in the western edge of the spur and in the Marie-Galante basin. The third is $N90\pm10^\circ$ trending, located only in the central part of the spur. This set defines a graben which progressively closes to the East. The fourth set is $N50\pm10^\circ$ trending, sparsely expressed. Noticeable is that this trend is parallel with the direction of La Désirade Wall, a major cliff of about 5000 m at the northern edge of the Karukéra spur (Figure V.4).

U_{s1} shows divergent seismic reflection configurations and seems to be controlled by a $N50\pm10^\circ$ E-striking normal fault zone in the basement (line Agua 27 cdp 11000-11200, Figure V.6). The thickness of U_{s1} reveals two main depocentres. One is located in the CAP at the central graben and the second at the southern tip of SAP. Depocentres are limited by basement highs oriented approximately $N50^\circ$ E. These observations allow proposing a tectonic activity during the first stage of development of the U_{s1} carbonate platform, either controlled by $N50 \pm 10^\circ$ faults or by paleovalley inherited from the basement topography.

U_{S2} does not display clear divergent seismic reflection configurations, but a major sedimentary thickening is recorded in the vicinity of N150±10° trending fault zones (Figure V.11). The top of U_{S2} is Lower Miocene in age, suggesting a tectonic activity of the N150±10° trending faults during this time.

U_{S3} shows divergent reflection configuration at Flandre basin and CAP transition, controlled by N180°E and N150°E-striking normal faulted. On the north-eastern part of the Karukéra spur, U_{S3} locally thickens along a pre-existing fault oriented N180° (cdp 1400 to 4600, Figure V.10). These geometries suggest that the activation of the N180°E-striking normal fault is coeval to U_{S3} deposition. However, to the south, U_{S3} thickness is homogenous, suggesting that tectonic activity was restricted to the northern part of the Karukéra spur. The difference between the thickness of U_{S3} in the spur and the western basin suggests a tectonic control oriented N130-N150° of the western boundary of the spur during this period. On line K09-071, the western boundary is clearly identified as a major normal fault. It marks a separation between the spur and the basin before the deposition of U_{S4}.

U_{S4} is cross cut by reactivated normal faults oriented N180°E, N150°E and N130°E (e.g. Figure V.9). To the North, the N180°-trending faulted zones between the Flandre basin and CAP spreads further south into an-echelon faults oriented N150-130°E (Figure V.4). On these faults, the throw is estimated 0.15 s to 0.2 twtt. The throw increases southward, particularly on the western boundary of the Karukéra spur. Thus, a tectonic pulse occurred between U_{S3} and U_{S4}. Additionally, this pulse implies a N130°E trend re-activation leading to the collapse of the south-eastern part of the spur. Furthermore, on line K09-022, the N130°E reactivation induced eastward mass wasting of the sedimentary cover U_{S4} (Figure V.9). The N130°-trending scarp also seems to have induced landslides observable on bathymetric and slope value map (Figure V.4).

U_{S5} displays divergent seismic reflection configurations on N090°-N110°E-striking normal faults at CAP. The U_{S5} main depocentre in this area underlines the local neo-formation of N90±10°E-striking normal faults.

U_{S6} is a divergent unit localised along the N150±5°E-striking normal fault which separate the NAP and the CAP and locally along some N130°E-striking normal faults. On the slope value map, N130-150°E-trending scarps are observed on the eastern flank of the spur.

These trends deflect or cross cut the canyons of this flank, may confirm a reactivation of the pre-existing N150–130°E-striking normal faults during a late tectonic phase (Figure V.4).

As a whole, four major systems faults are recorded in the Karukéra spur:

- a N30–50° normal system faults, weakly expressed on the spur and sealed since US1 (e.g CAP, Figure V.6). This trend is parallel to La Désirade Wall to the North and it was later reactivated;

- a N130°–150° normal system faults which the main trend on the spur since U_{S2} (or U_{S1} suspected).

- a N150–180°E normal system faults which controls the western flank of the spur since U_{S3} deposit. The throw of this system gradually increases toward the South.

- a N80–100°E normal system faults in CAP (Figure V.4).

5. Discussion

5.a. Depositional environments and sequence stratigraphy

The analysis of both the seismic reflectors organisation and the core samples provides the basis for a sedimentary and a paleo-environmental evolution model during Neogene to Quaternary. We defined seven index limit (S_{fc1} to S_{fc7}) (Figure V.5 and Figure V.13) which define the six seismic units (U_{S1} to U_{S7}) and the sequential organization following the principles of Catuneanu *et al.* (2009). Some of these limits are identified as surfaces boundaries, others as major unconformities.

Sequence 1 (Units US1, US2)

Sequence 1 (S1) was identified in the NAP, CAP and SAP. It is restricted between the regional erosional unconformities SB0 at base and SB2 at top. S1 consists of two seismic units, US1 and U_{S2}, and represent a first complete sedimentary cycle. SB0 is a major erosional surface at the top of the basement, with an irregular, pronounced paleotopography indicative a long-duration emersion. S1 is considered to have been deposited on a slightly southwardipping shelf. U_{S1} is an onlapping unit which filled an initial topography at CAP and SAP. It is interpreted as a transgressive system tract TST₁ on the basement. SB1 is globally conformable, with local truncations; it marks the end of the U_{S1} transgression towards the North. It is interpreted as a maximum flooding surface (mfs). U_{S2}

is recognizable on NAP, CAP, SAP and Flandre basin. In most cases U_{S2} displays an aggradational pattern, with a local retrogradational pattern to the northwest where it caps the SB0 unconformity. U_{S2} comprises aggrading coral-rich limestones from shallow waters. Architecture and facies indicate a Highstand Systems Tract HST_1 . The uppermost part of sequence S1 comprises Lower Miocene hermatypic coral reefs, now at 2500 m depth. Corals initially grew at shallow depth and were subsequently drowned. The top of S1 is an erosional unconformity SB2, with local abrasion and probable emersion, at least at NAP and Flandre basin. Indeed, SB2 is underlined by truncations, high angle unconformity, onlaps and high acoustic impedance. Thus, SB2 is interpreted as the equivalent of a Lowstand System Tracts which deposited farther in the basinal domain. S1 organization suggests a rising of the relative sea-level (U_{S1}), then a stabilization (U_{S2}) and a final emersion (SB2). The facies and the age of U_{S1} remain unknown while U_{S2} exhibit coral formation at least Burdigalian (early Miocene). We considered Sequence 1 as an accomplished third-order sequence, between two major erosional surfaces.

Sequence 2 (Unit U_{S3})

Sequence 2 (U_{S3}) is recognizable at NAP, CAP, SAP and Flandre basin between SB2 and SB3 sequence boundaries. Sequence 2 is thinner than Sequence 1 and greatly reduced or eroded to the north-west at NAP and Flandre basin, and to the north of SAP. To the NAP and the northern part of the CAP, the base of U_{S3} onlaps on SB2 and highlights a retrogradation to the northwest. This deposit is interpreted as a Transgressive System Tract TST_3 (Figure V.13). To the southeast, U_{S3} conformably aggrades above Sequence 1. It is composed of aggrading planktonic foraminifer-rich beds from basin environment. The upper boundary of Sequence 2 (SB3) displays erosional features in both NAP and north-western CAP and is conformable to the south. Only NAP and Flandre basin emerged or remained under shallow water while the southern part of the spur remained below sea-level. As a whole, Sequence 2 is interpreted as a retrograding, distally steepened to the south-east ramp (Figure V.13).

Sequence 3 (Units U_{s4}, U_{s5}, U_{s6})

The Sequence 3 (S3) is observable on the entire Karukéra spur. Its thickness is reduced to the North and increases to the southeast. It consists of three seismic units U_{s4}, U_{s5} and U_{s6} (Figure V.13). U_{s5} and U_{s6} are syntectonic units characterizing a late tectonic episode (e.g. Figure V.6).

Sequence S3 is sandwiched between the surface boundaries SB3 and SB6. SB3 is an erosional surface to the North of the spur and locally to the North of SAP. Erosion is discrete to the South where SB3 can be conformable with U_{s3}. However, SB3 displays severe angular unconformity and erosion at the southern end of SAP (Figure V.13). On CAP and SAP, the lower part of U_{s4} is characterized by discrete dowlaps to the Southeast. As SB3 is erosive to north, these dowstepping, prograding deposits are interpreted as a forced regressive wedge systems tract (Hunt and Tucker, 1992) (Plint and Nummedal, 2000) (Catuneanu, 2002).

Elsewhere and above the progradations, U_{s4} retrogrades to the North-West with clear onlaps. These deposits are partly composed of planktonic foraminifer-rich deposits from basin environment. They are interpreted as a Transgressive Systems Tract TST₃. Above TST₃, the uppermost part of Sequence 4 reveals aggrading coral reef deposits (*Agaricia* sp) indicative of a shallowing upward trend. They are interpreted as a Highstand System Tract HST₃. Such *Agaricia* coral reefs are known onland at Grande-Terre Island and date early Calabrian (Cornée et al., 2012; Münch et al., 2014). At the top of S3 strong reflections and local truncations are indicative of erosion particularly along the western border of the spur at NAP and CAP.

Sequence 4 (Unit U_{s7})

The Sequence 4 consists of U_{s7} deposits corresponds to Flandre bank Recent deposits, infilling small paleovalleys and capping the shoal. S4 is sandwiched between the erosional unconformity SB6 and the sea floor. It is dramatically reduced or absent on the spur (Figure V.13).

5. b. Neogene -Quaternary tectonics and sedimentary evolution of the Karukéra spur

The Karukéra spur is a lateral extension of La Désirade island in the inner Lesser Antilles fore-arc (Andreieff et al., 1979; Evain et al., 2011). Four main extensional episodes

since at least early Miocene to the present-day, controlled by inherited faults of the basement, are evidenced.

Early Miocene and earlier

The reconstruction of Karukéra tectono-stratigraphic evolution indicates that it was much larger than today (Figure V.14A). The top of the basement is composed of highs and paleovalleys with diverging sedimentary infillings oriented $N40 \pm 10^\circ$ and $N130 \pm 10^\circ$ (U_{S1}). Such a repartition was controlled by faults activity prior and during U_{S1} deposition. The U_{S1} deposits first infilled the tectonic depressions. Then U_{S2} deposits covered the entire initial spur during a subsidence episode (Figure V.14B). $N 130^\circ$ faults still acted during the deposition of U_{S2} in the southern part of the spur. At the end of U_{S2} , lower Miocene coral reefs were emplaced, indicating a relative sea-level fall which ended with a general emersion and erosion (SB2 unconformity). Such an emersion is related to a global uplift of both western Marie Galante Basin and Karukéra spur. Onshore, lower Miocene deposits remain unknown in the Guadeloupe Archipelago. Nevertheless, Cretaceous $N130^\circ$ and $N40^\circ$ trending shear zones in the basement have been recently described as reactivated during Pliocene in La Désirade (Lardeaux et al., 2013a; Münch et al., 2014; Münch et al., 2013), indicating the major role of inherited faulted zones over the whole Karukéra spur area.

Late Miocene

A second phase of subsidence caused a continuous and a homogenous deposition of pelagic marls (U_{S3} , KS41) during late Miocene. During this period, a second tectonic episode is evidenced on the western border of the current spur. It is responsible for $N160^\circ E$ striking normal faults that individualize SAP. This episode controlled the subsidence of the western part of the Miocene platform. At this time, the current Marie Galante basin and Karukéra spur began to be differentiated along a $N150-180^\circ$ faulted zone, indicating an E-W extension perpendicular to the arc. Such a late Miocene tectonic episode is in accordance with data in Marie Galante and La Désirade islands. In Marie-Galante Island, volcanoclastic marine sediments are unconformably overlaid by an early Pliocene carbonate platform (Andreïeff et al., 1983). Biostratigraphy and Ar^{40}/Ar^{39} analysis provided a late Tortonian age for the volcanoclastics (8.57 ± 0.43 Ma, Münch et al., 2014). The angular unconformity between the volcanoclastics and the carbonates corresponds to a major hiatus of at least

3.3 Ma considering an age of 5.33 Ma for the base of the carbonate platform (Münch et al., 2014). In La Désirade, this tectonic episode is responsible for a major emersion coeval with N130°E striking normal faults re-activation. All the structures of the basement are then sealed by the early Pliocene platform (Lardeaux et al., 2013a). In the Karukéra platform, this tectonic episode is accompanied by a south-eastward tilting since the beginning of U_{S3} deposition, a rise of the western part of the spur and an erosion of the western parts of NAP and CAP. In the SAP, it is underlined by an unconformity between the tilted Miocene platform (U_{S1} to U_{S3}, S1 and S2) and the Pliocene to Pleistocene deposits (S3) in age.

As a whole, this late Miocene tectonic episode is present in most of the Guadeloupean fore-arc. It is responsible for a major emersion and the formation of tectonically controlled troughs and highs along N150-N130° faults. Later, early Pliocene carbonate platforms were deposited on these highs. As no Miocene deposits are preserved in La Désirade and northernmost Karukéra spur, uplifting probably propagated from North to South in the spur whilst subsidence acted in Marie-Galante

Early Pliocene

The Karukéra platform displays pelagic marls indicative of a drowning (U_{S4}, KS36), upward changing into coral facies (U_{S5}, KS35) at least at NAP and CAP. To the North of the spur sedimentation is thinner than elsewhere, indicative of high. In the SAP, N130°E and N40°E striking normal faults were re-activated and this area subsided. To the northwest, La Désirade platform displays similar pattern with, first outer platform red-algal facies, upward changing into coral facies (Cornée et al., 2012; Lardeaux et al., 2013a; Léticée, 2008 ; Léticée et al., 2005). The Karukéra platform acquired its definitive northwest-southeast polarity during early Pliocene.

If considering constant subduction rate, the Tiburon ridge is estimated to subduct at the latitude of the spur during the early Pliocene Sequence 3 deposition. This ridge has yet been suspected to be the cause of re-activation of the tectonic structures and subsidence in the upper plate parallel to its direction (Gailler et al., 2013). To the east of our study area, seismic refraction shows the Tiburon ridge under the crust of the fore-arc, causing backstop uplifts and sedimentary deformations (Bangs et al., 2003; Evain et al., 2011; Laigle et al., 2013). Thus, we suggest that early Pliocene deformations in the spur were partly caused the subduction of the Tiburon ridge.

Late Pliocene-Present

This episode is characterized by a renewal in N130°E striking normal faults activity and the neo-formation of N090±10°E striking normal faults responsible for the formation of the CAP where U₅₅ developed. Reefs of Unit U₅₅ were then drowned during a general subsidence period, the northern part of the spur still being a high. Fault activity went on till Present-day (Figure V.14 E and F). E-W trending fault have been linked to strain partitioning and arc-parallel extension because of the increasing curvature of the subduction to the North of the Lesser Antilles (Feuillet et al., 2002; 2004), but reactivation of N 130°E faults could also be related to the concomitant Tiburon ridge sweeping to south of the spur.

5.c. Geodynamics

Extensional tectonics in the Karukéra spur and neighbouring areas occurred since at least the early Miocene in this part of the fore-arc. (Münch et al., 2014) proposed the development of isolated carbonate platforms on topographic highs and pelagic sedimentation in the subsiding Marie-Galante basin. Our results show that the carbonate platforms of the Karukéra spur (early Miocene, Pliocene to Pleistocene) first developed on structural highs and paleo-valleys inherited from a deeply eroded Jurassic basement. There, subsidence was higher than in Grande-Terre and Marie-Galante but lower than in the neighbouring basinal areas, allowing the deposition and preservation of early Miocene sediments. Extensional tectonics and subsidence was greater in the external part of the fore-arc than in its internal parts. Four main extensional episodes and related differential uplifts have been identified, dominantly E-W trending, responsible for alternations between subsidence and uplifts. N-S extension is recent. Subsidence requires fore-arc thinning, related to tectonic erosion of the base of the overriding plate (Clift and Vannucchi, 2004). It has also been proposed that the response of fore-arcs to aseismic ridge subduction may be subsidence interrupted by rapid uplift episodes (Vannucchi et al., 2004; Vannucchi et al., 2013). At the latitude of the Guadeloupean archipelago, part of the deformation can be assigned to subduction erosion of the N 130° trending Tiburon aseismic ridge, especially since Pliocene. The earlier, Miocene subsidence of the Karukéra spur is different in origin. Indeed, considering a constant subduction rate about 2 cm/yr (DeMets et al., 2010; Müller et al., 2008), the N130°E Santa Lucia ridge was at the latitude of the spur during Miocene and could also contributed to erosion of the upper plate. This ridge is now buried under the Barbados sediment and only detected in seismic reflection profiles (Andreieff, 1987).

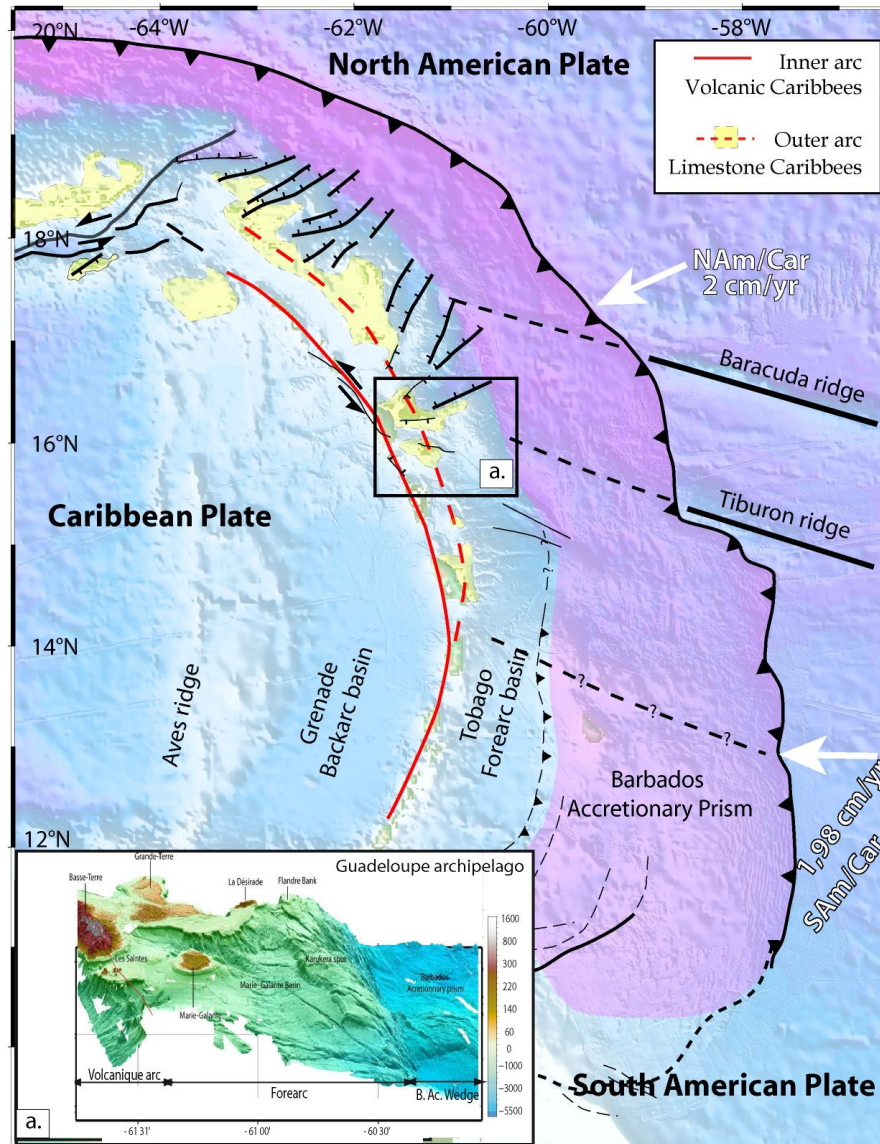
Gravity anomalies suggest its position only 160 km to the south of the Tiburon aseismic ridge (Bouysse and Westercamp, 1990; Gailler et al., 2013; McCann and Sykes, 1984). As a whole, at the latitude of the Guadeloupe archipelago the tectono-sedimentary evolution of the Karukéra spur since early Miocene suggests a basal erosion of the overriding plate and two successive sweepings of two subducted aseismic ridges, Santa Lucia during Miocene and Tiburon since Pliocene. To the South where no ridges are known, the Barbados subduction zone remained an accretionary wedge.

6. Conclusion

The Karukéra spur, at eastern tip of the Lesser Antilles fore-arc, is composed of a Neogene to Present-day sedimentary cover resting on the basement of the Caribbean Plate. Sediments are organized into four main depositional sequences separated by regional, erosional unconformities. Carbonate platforms developed during early Miocene, early Pliocene and Calabrian and were repeatedly drowned. Sedimentation was dominantly controlled by arc-perpendicular extensional tectonic episodes since early Miocene with alternating uplift and subsidence tectonic episodes. Extensional tectonics was governed by the reactivation of basement faults trending N130-150° E, N150-N180°E and N40°E then neoformation of E-W faults since Calabrian. The tectono-sedimentary evolution of the spur is in accordance with those of Grande Terre, Marie Galante and La Désirade islands. As a whole, at the latitude of the Guadeloupean archipelago the upper Caribbean plate probably suffered basal erosion because of the successive sweepings of the subducted Santa Lucia then Tiburon ridges.

Acknowledgements

An acknowledgement to C. Deplus has provided Aguadomar seismic data for this study. This study was funded by the European Union FEDER project FED1/1.4/30700, Intereg IIIb Espace Caraïbes, the French Government INSU and the Région Guadeloupe. M. Ferrandini and M. Bou Dagher-Fadel are thanked for examination of miogypsinids.

798 **Figure captions**

799

800

801 Figure **V.1** Geodynamic setting of Lesser Antilles arc. Red line: Inner active volcanic arc (volcanic Caribbees).
 802 Red dashed line: Upper Paleogene to lower Miocene volcanic arc overlain by carbonate platforms (outer arc,
 803 Limestone Caribbees in yellow). Black line: buoyancy ridges. Black dashed line: deformation of the
 804 accretionary prism related to the subducted ridges. White arrows : motion vectors NAM/CAR and SAM/CAR
 805 from (De Mets et al., 2000) . Bathymetry from (Smith and Sandwell, 1997). Fig.1.a. Studied area: Guadeloupe
 806 archipelago. Bathymetry from KaShallow experiment and SISMER database. Topography from IGN database.

807

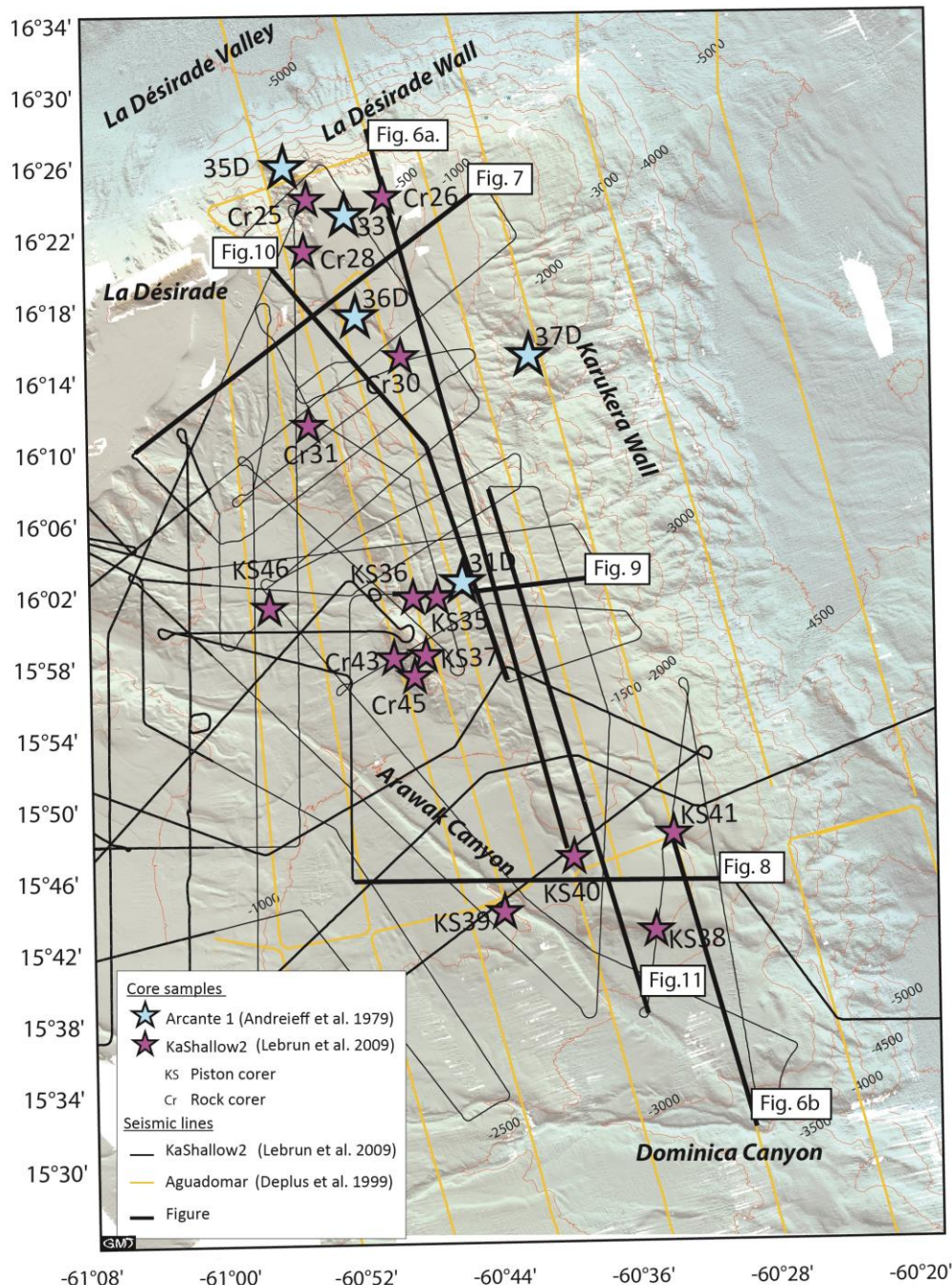


Figure V.2 Geophysical data and core samples of the study area. Blue stars : Arcante 1 dredging form Andreieff *et al.*, 1979. Purple stars : KaShallow 2 core samples from Lebrun *et al.*, 2009. Black line: KaShallow 2 high resolution seismic line. Yellow line : Aguadomar seismic line from Deplus *et al.*, 1999. Bold black line: Figures in the text. Bathymetry from KaShallow experiment and SISMER database.

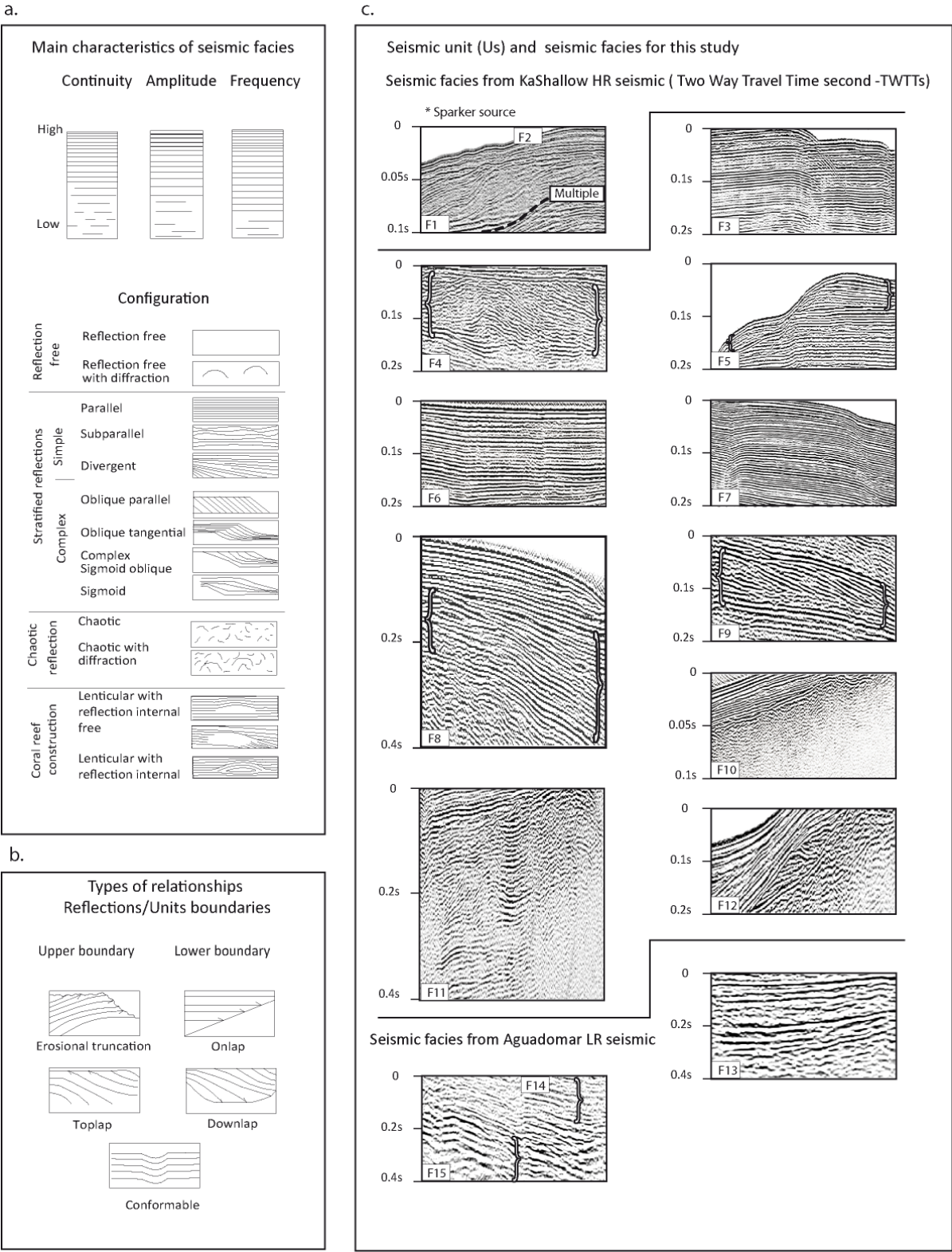


Figure V.3 Seismic facies based on: a. Main reflectors characteristics as continuity, amplitude and frequency. b. Type of relationships between seismic units. c. Seismic facies based on three seismic sources, F1 and F2 with sparker source, F3 to F12 with mini-GI source, and F14 and F15 with air gun source.

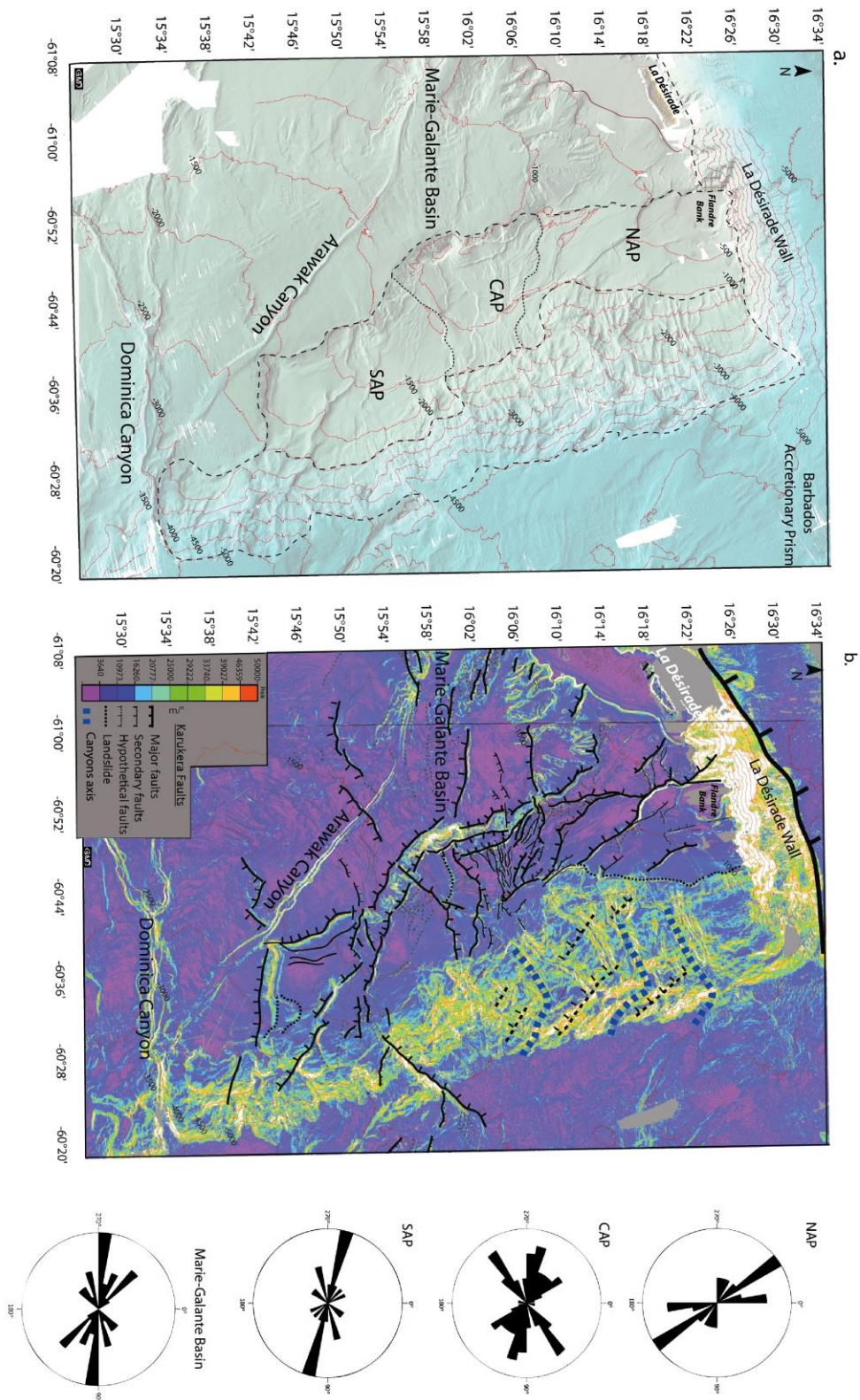


Figure V.4 a. Morphology of the Karékura spur. Bathymetry from KaShallow experiment and SISMER database. Black dotted line underlines divisions of the spur into five realms: a narrow western border, an axial plateau and a wide eastern border. The axial plateau is divided in three morphologic realms based on the major scarps, NAP, CAP and SAP (see text). Red line correspond to shallow carbonate platform submerged of Flandre bank and La Désirade. b. Slope gradient map and structural organization of the Karukera spur according to bathymetric database. Black lines corresponds to major fault scarp recognized on bathymetry and seismic data. Blue dotted line corresponds to canyons axis. Stereo plot illustrate the major fault scarps trendings for NAP, CAP, SAP and Marie-Galante basin.

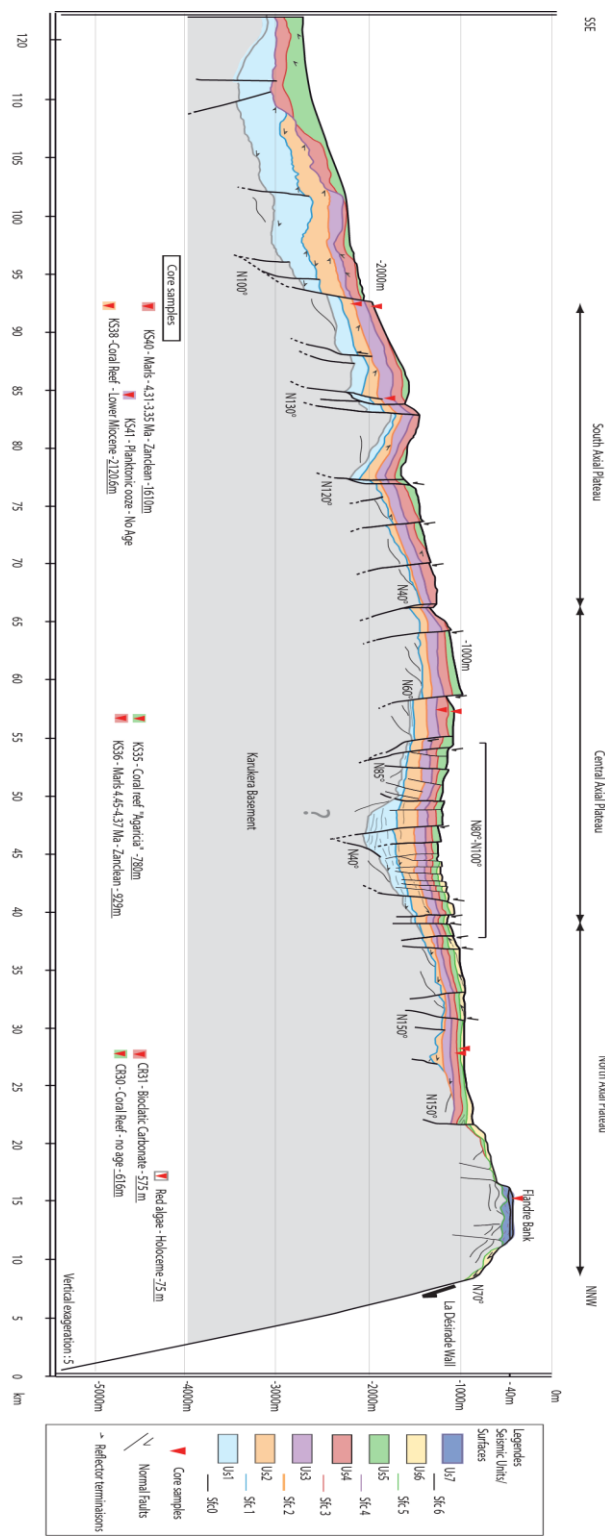


Figure V.5 Synthetic cross section of the Karukéra spur based on a seismic-stratigraphy analysis. Seven seismic units (U_{s1} to U_{s7}) and seven surfaces (S_{fc0} to S_{fc6}) were identified on Karukéra spur platform.

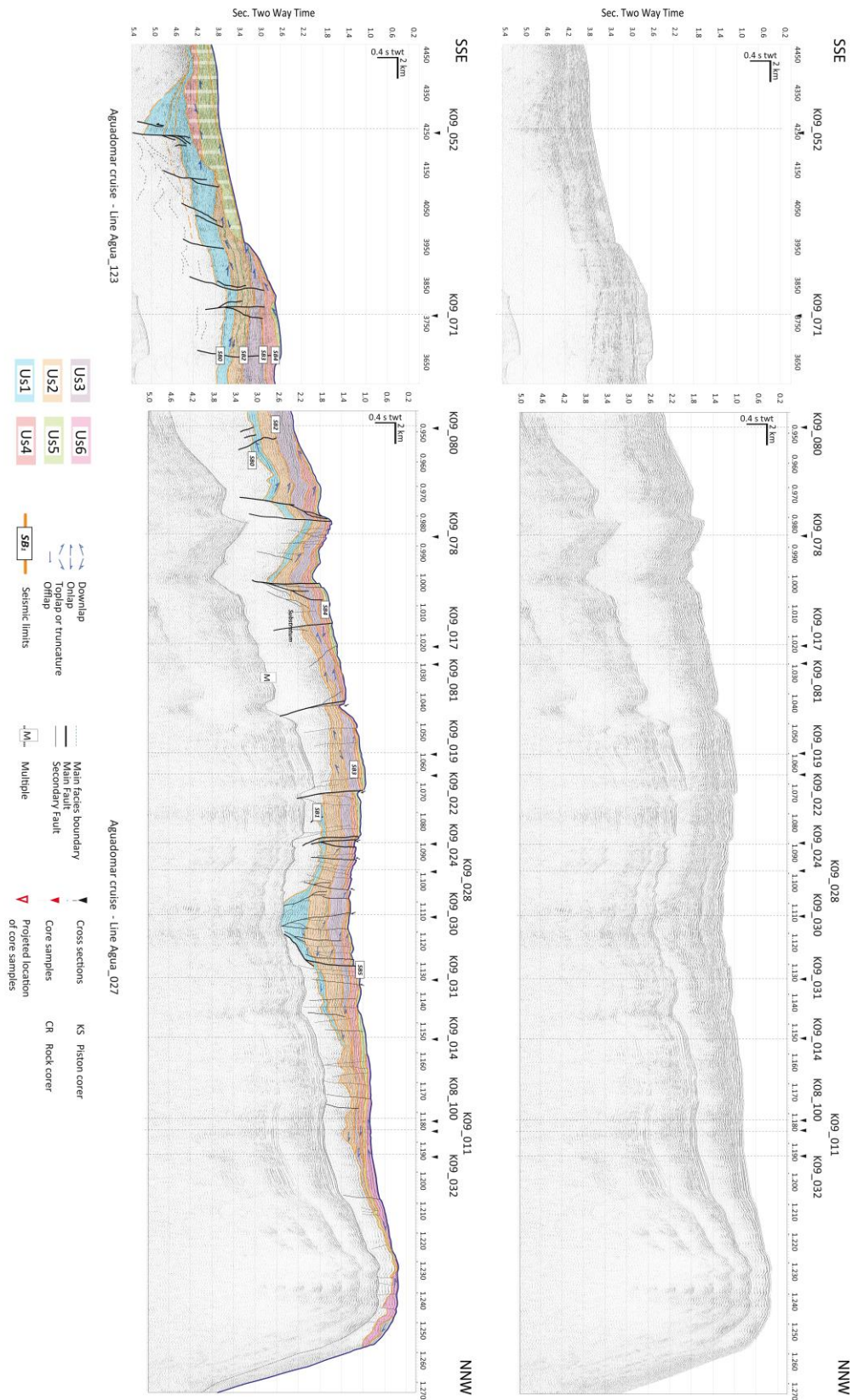


Figure V.6 Seismic stratigraphy analysis of lines Aguadomar 27 and Aguadomar 123 (location on Fig. V.2). these lines show the global organization of the spur with the seismic facies of the basement.

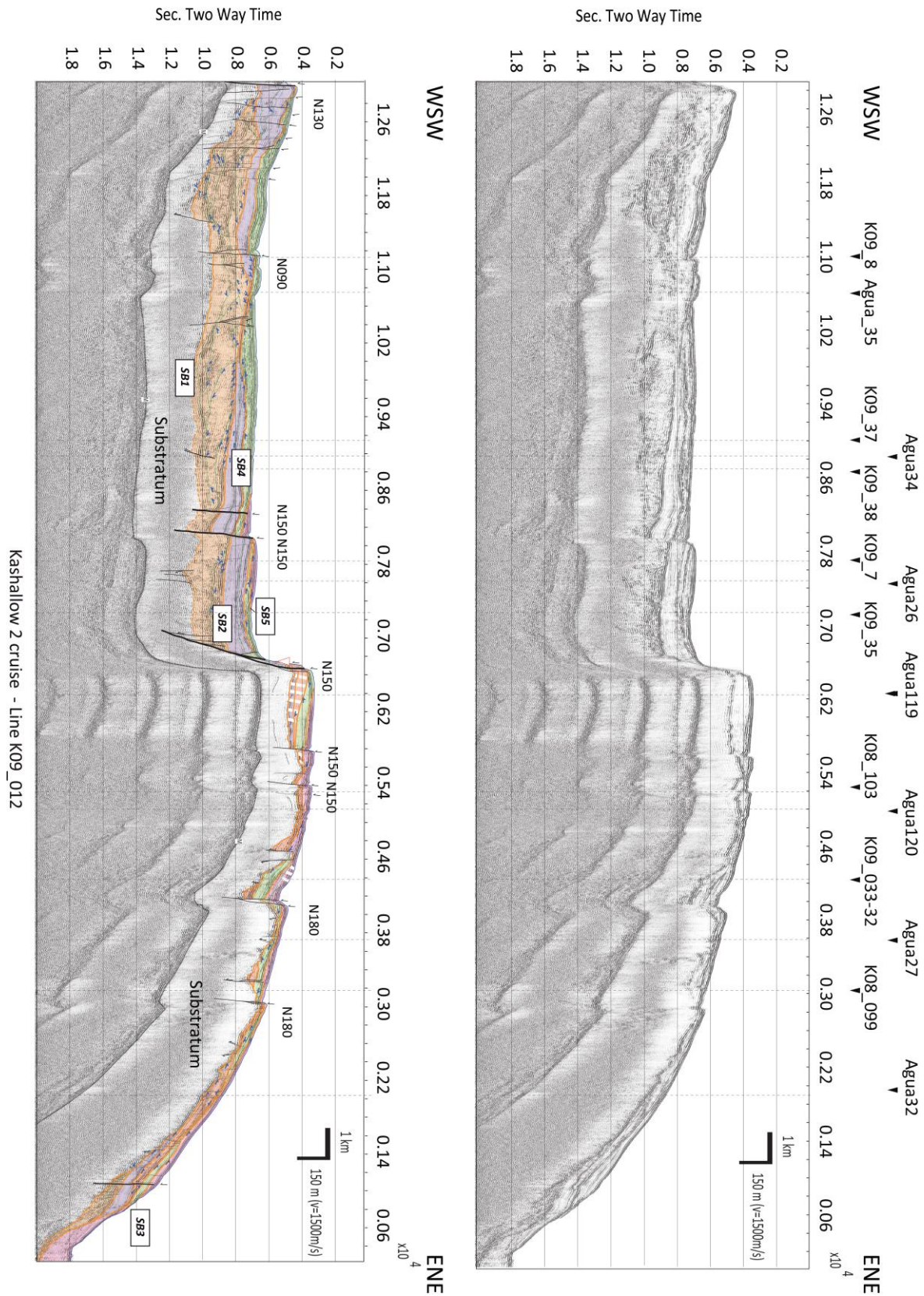


Figure V.7 Seismic stratigraphy analysis of the line K09-012 transverse to the North Axial Plateau (NAP) and Flandre basin (location on Fig. V.2).

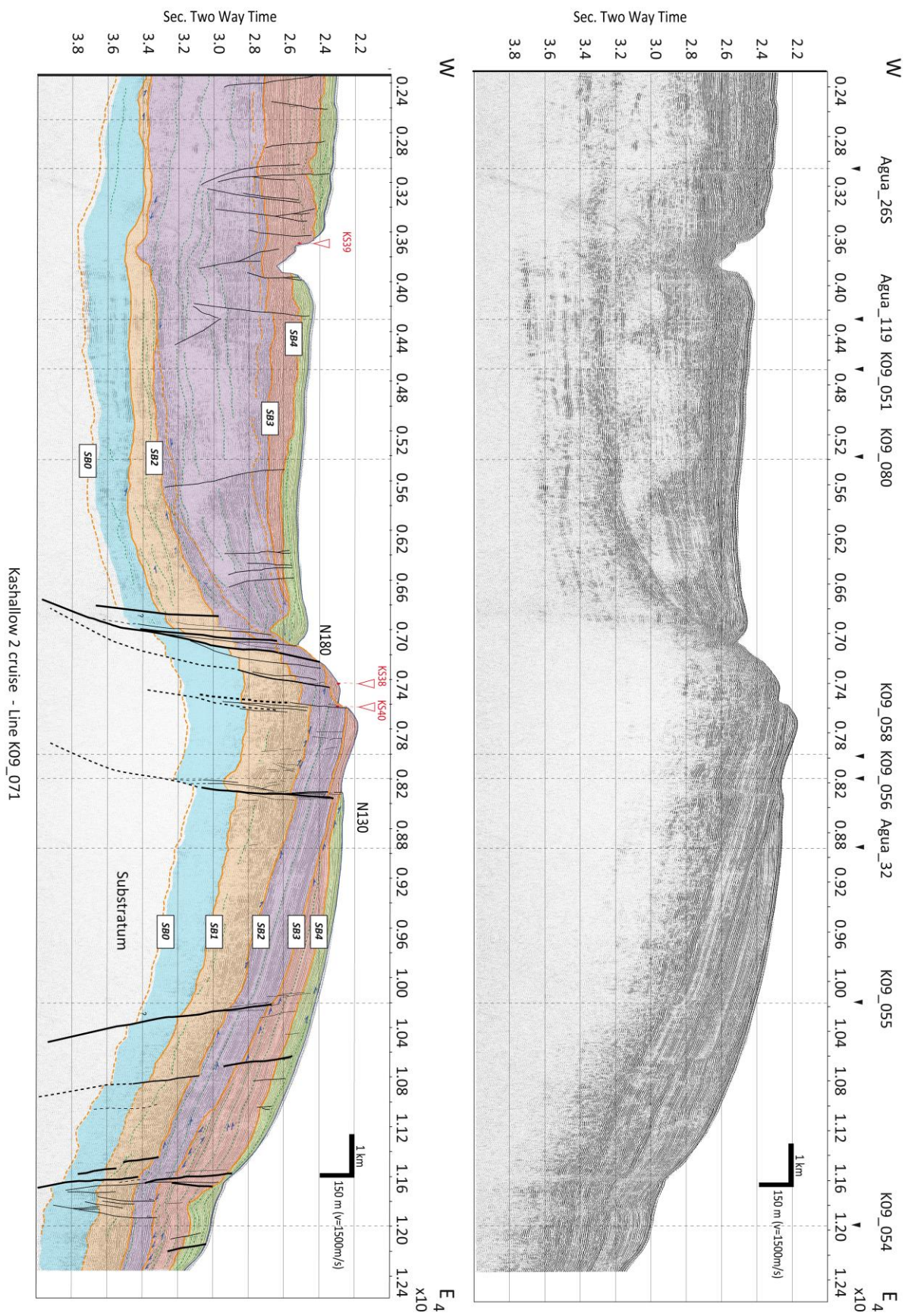


Figure V.8 Seismic stratigraphy analysis of the line K09-071 transverse to the SAP (location on Fig. V.2).

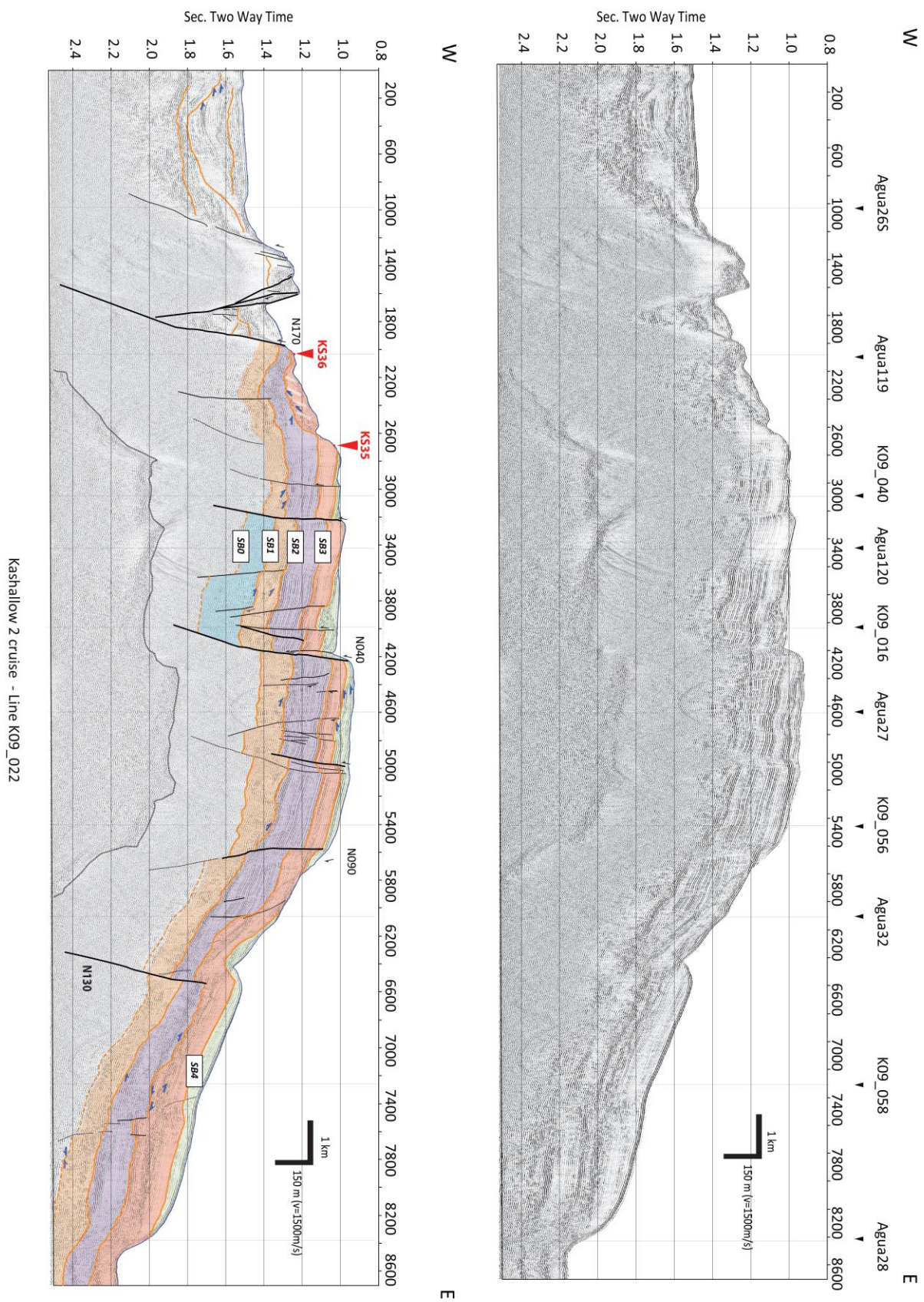


Figure V.9 Seismic stratigraphy analysis of Line K09-022 tranverse to the CAP (location on Fig. V.2). On this line, samples KS35 and KS36 are located at the western border of the spur.

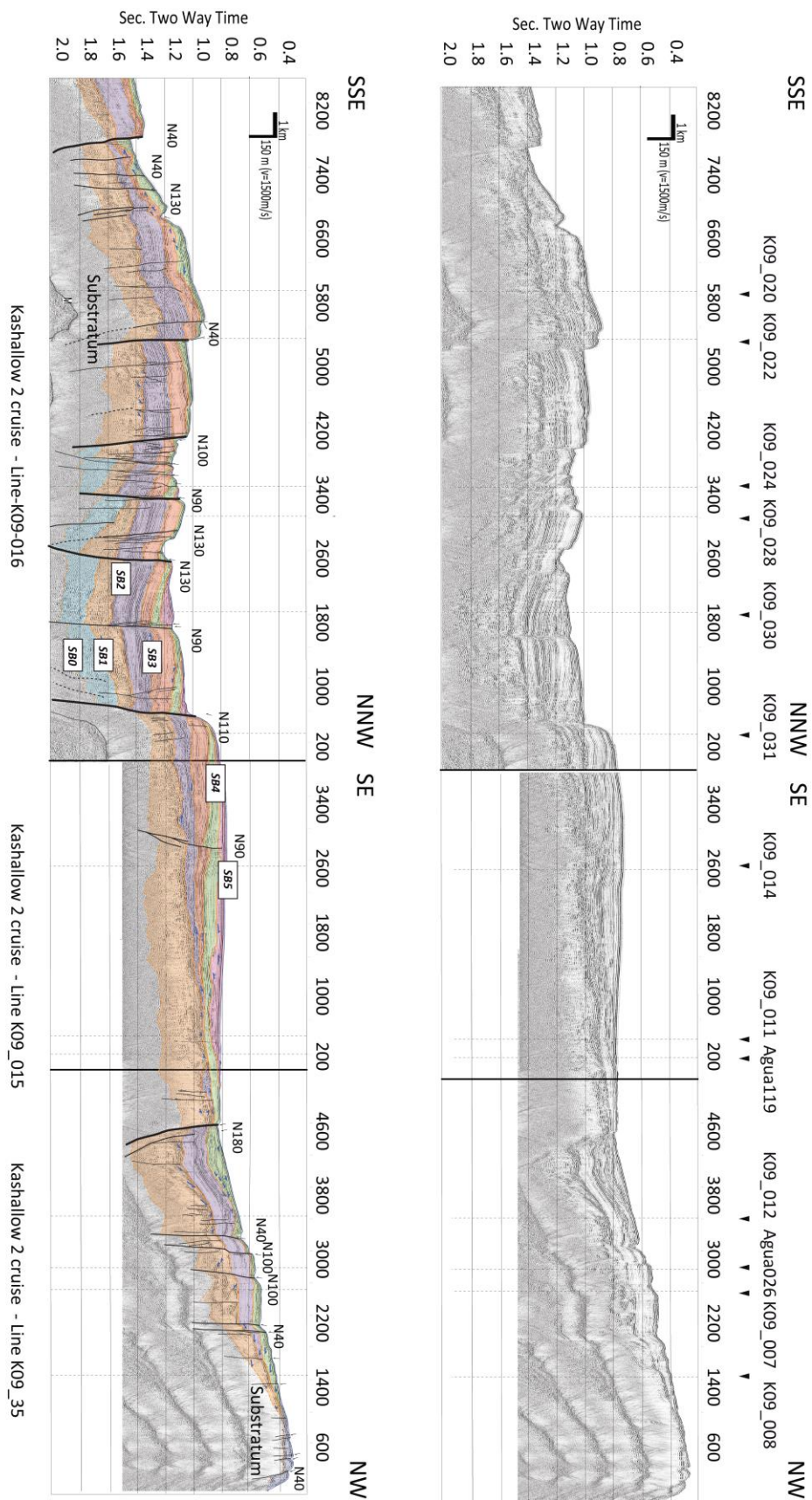


Figure V.10 Seismic stratigraphy analysis of the line K09-015-016-035, from the Flandre basin (right) to the SAP (left) (location on Fig. V.2).

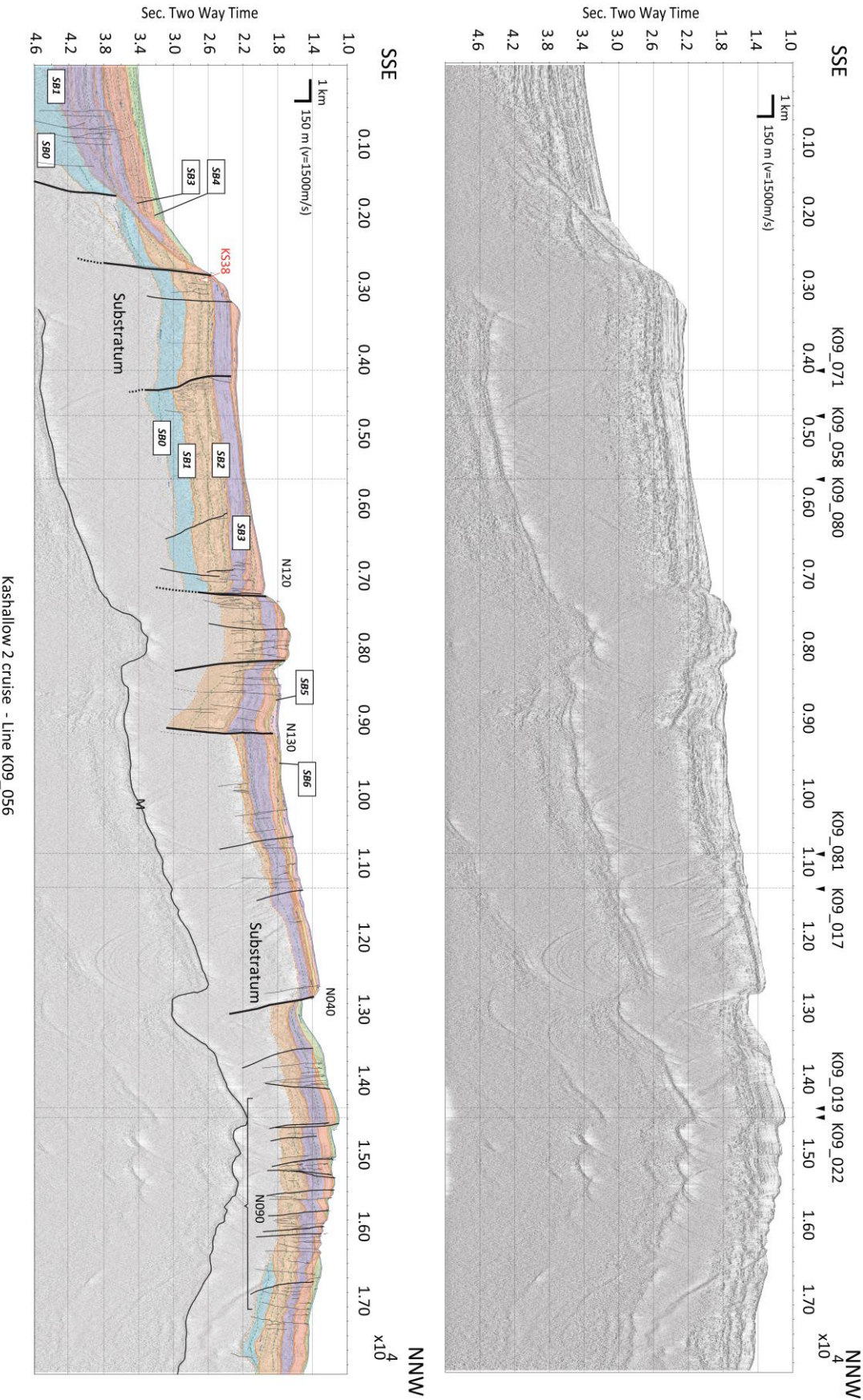


Figure V.11 Seismic stratigraphy analysis of the Line K09-056 through the CAP and the SAP (location on Fig. V.2).

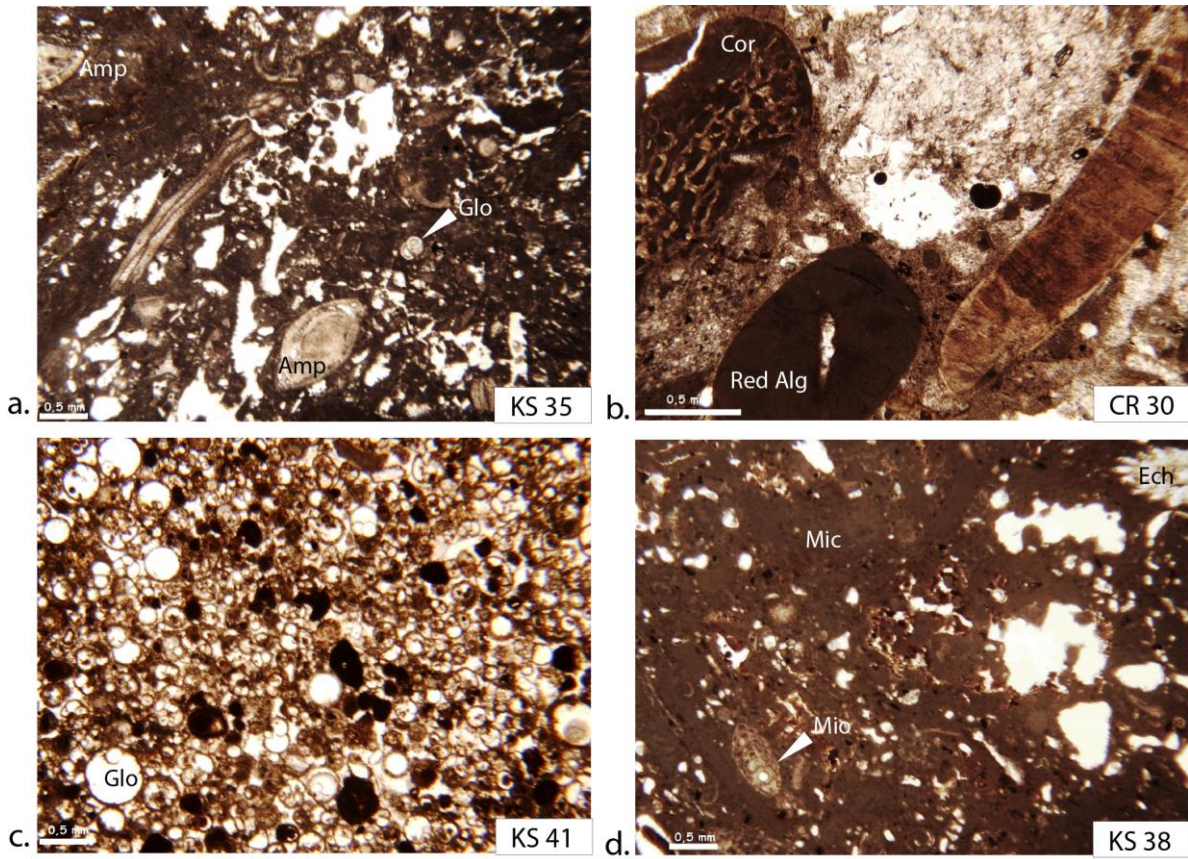


Figure V.12 Microfacies of the carbonate core samples: a. KS35: benthic foraminifer packstone; b. CR30: mollusc-red algae-coral packstone to grainstone; c. KS41: globigerinid ooze; d. KS38: miogypsinid wackestone. Amp: amphisteginid; Glo: globigerinid; Cor: coral; Red Alg: red algae; Ech: echinoid; Mio: miogypsinid; Mic: micrite.

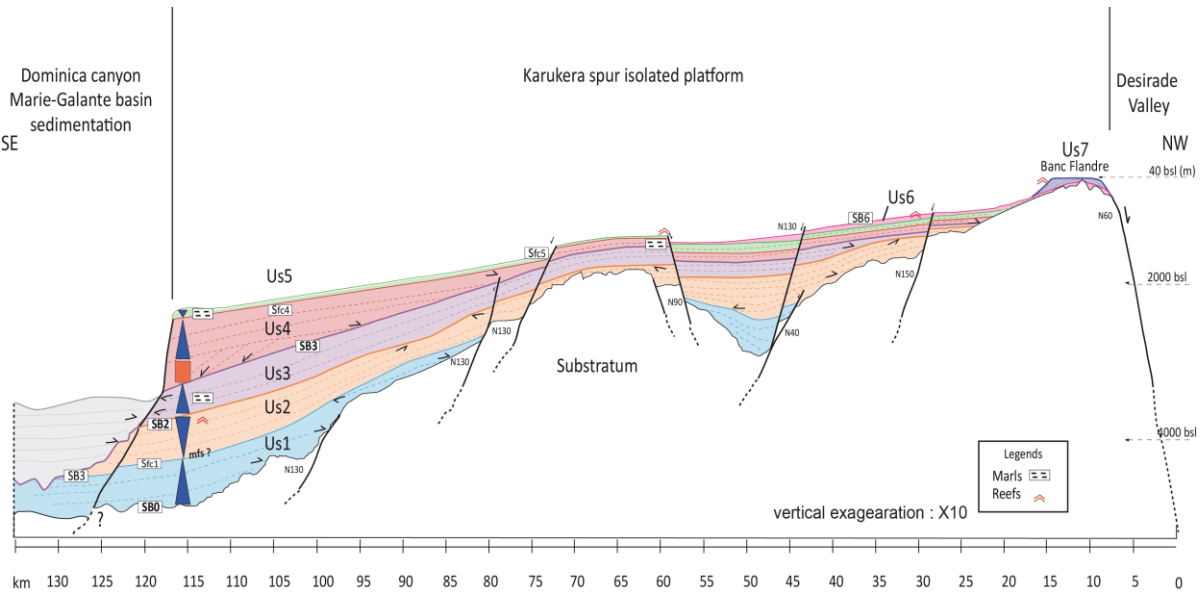


Figure V.13 a. Sequence stratigraphy interpretation of the sedimentary cover of the Karukéra spur. Four sequences, S1 to S4, are identified, separated by erosional surfaces SB0, SB2, SB3 and SB6.

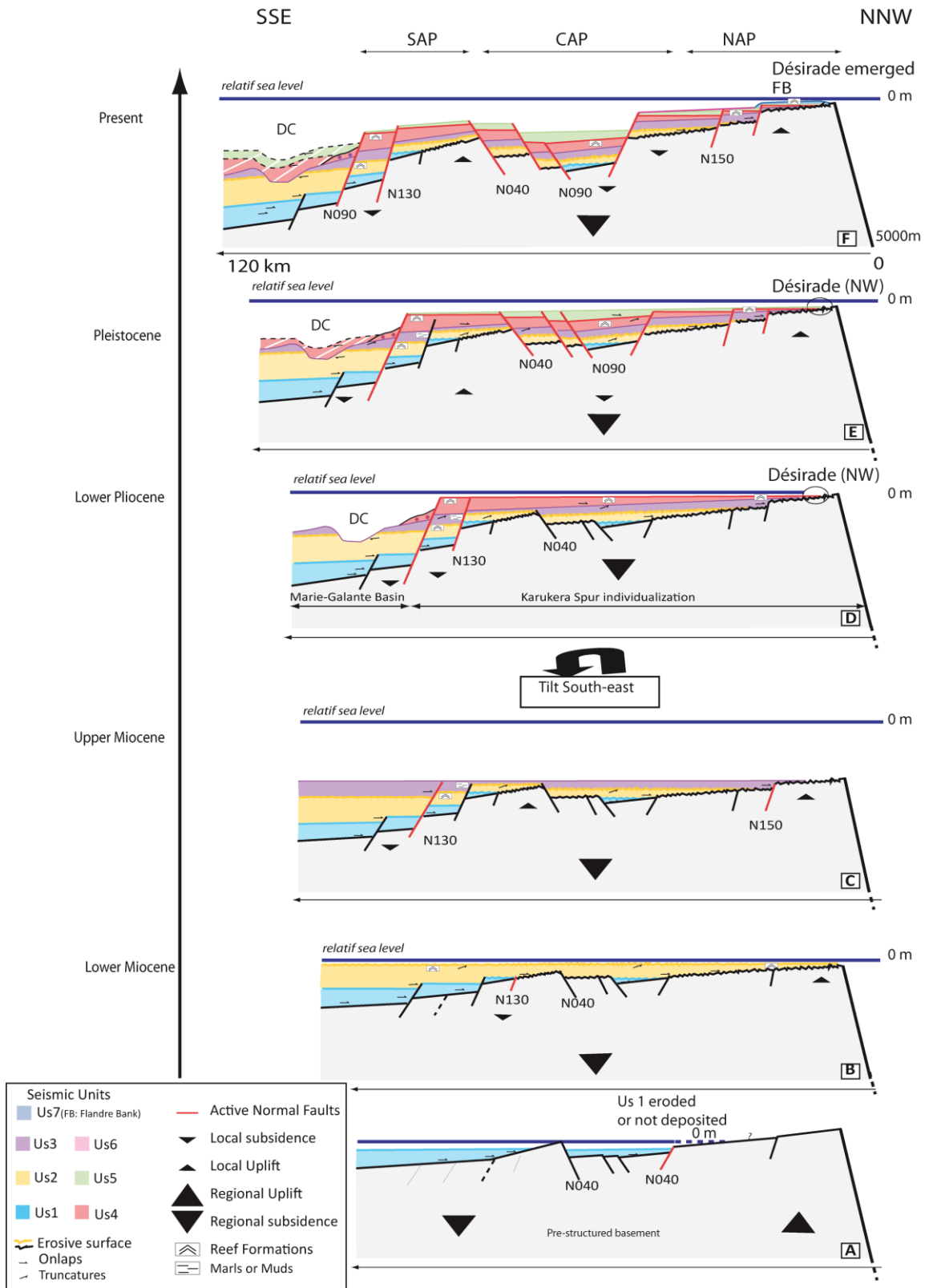


Figure V.14 Sketch of the Karukéra spur evolution since Neogene to Present.

873 Table V.1 Seismic facies in the Karukéra spur.

874

Facies	Continuity	Amplitude	Frequency	Configuration	Interpretation
KaShallow source: High resolution (Sparker)					
F1	Intermediate	High to intermediate	High	Complex sigmoid oblique	Platform edge progradational deposits
F2	High to intermediate	Low to transparent	High	Subparallel	Poorly indurated subsurface deposits
KaShallow source : High resolution (HR)					
F3	High	High - alternate with intermediate	High	Parallel , with intercalation of thin discontinuous chaotic to irregular deposits	Aggradational deposit in mid-energy environnement
F4	Intermediate to low	Intermediate to very low	Variable	Chinese hat / lenticular configuration with internal reflection	Coral build-up
F5	High to intermediate	High	Intermediate	Parallel to thickening wedge with internal reflections	Reefal build-up along platform edge
F6	High to Intermediate	High to intermediate	Intermediate	Parallel	Indurated or coarse aggradational deposits
F7	High	Intermediate	High	Parallel	Aggradational deposit in low-energy environment
F8	High	High to intermediate	Intermediate	Divergent - Offlaps	Fault controlled fan shape deposits
F9	Low Intermediate	High	Low	Oblique parallel	Progradational lowstand deposits
F10	Missing to very low	Very low	Very high	Chaotic	Magmatic basement (interpreted if above acoustic basement depth)
F11	Low	Low to intermediate	Low to intermediate	Subparallel	Aggradational poorly stratified sedimentary deposits
F12	Low	Intermediate	Intermediate	Lenticular	In mass slump material
Aguadomar source : Low resolution (LR)					
F13	High to Intermediate	High	Low	Subparallel	Same as F6 on LR seismic
F14	Intermediate to low	Low to intermediate	Low to intermediate	Subparallel	Same as F11 on LR seismic
F15	Low	High	Low	Subparallel	Same as F13 but faulted

875

876 Table V.2 Location, facies types, current depth, depositional environments and biostratigraphic age determination of the samples from the Karukéra spur and surrounding areas. NAP =
 877 North Axial plateau, FB= Flandre Basin, CAP= Central Axial Plateau, South Karukéra Area, MGB= Marie-Galante Basin, FZ =Interval zone of planktonic foraminifers, CN= Calcareous
 878 Nannofossils. a=Mud; b=rocks, (*) Dredged samples from Andreieff et al. (1979- ARCANTE cruise).

Samples	Facies	Depth Bsl (m)	Bioclasts and lithoclasts	Depositional environments	Calibrated time-interval (Raffi et al., 2006 ;Berggren et al.,1995 and Okada & Bukry, 1980)	Age Wade et al., 2011	Seismic unit/ seismic facies
CR25	Packstone		Red alga, mussidae corals , gravel reef	Moderate energy Reefal to peri-reefal environment		Recent	Flandre Bank
CR26	Bioclastic packstone	-95,2	Encrusting red algae , serpulids and benthic foraminifer			Holocene	Flandre Bank
CR30 a	Planktonic foraminifer-rich mudstone	-575		Low-energy Pelagic deposit	FZ: Pt1a CN: Lower Pleistocene	1.93-0.61Ma Calabrian Lower Pleistocene	Us5
CR30 b	Benthic foraminifer-rich packstone	-575	Volcanic lithoclasts (green pebbles and quartz) Manganese crusts Coral, red algae, green algae benthic foraminifers (Amphisteginids, Miliolids, encrusting foraminifers , brachiopods, serpulids	Moderate energy Fore-reef environment to reefal environment, photic zone Shallow water carbonate platform Diagenesis suggests meteoric -phreatic or vadose zone	?	?	Us4 upper part /F7
36D*	Bioclastic mudstone and volcanic fragments	-365m	Pteropods ,thin-shelled bivalves, planktonic foraminifers, redded miliolids Volcanic lithoclasts (green pebbles and quartz)	Pelagic deposit with reworked clasts from volcanic basement	*ARCANTE: FZ : Pt1a	Lower Pleistocene	Us5/F Basement/F10
37D*	?	-1700m to - 1570m	Parareefal limestone	Moderate energy	*ARCANTE: FZ : Globorotalia miocenica CN : Upper Miocene	8.6-5.6 Ma Tortonian -Messinian	Attributed to Us3
CR28 	Foraminifer-rich packstone	-360	Benthic foraminifers (Amphistegina, Textularia...) , planktonic foraminifers (globigerinids), mollusks Exoclast of packstone with planktonic foraminifers and echinoderm fragments, encrusted by red algae	Moderate energy Fore-reef	?	?	Us4 upper part/F7

CR31 b	Planktonic foraminifer –rich packstone	-616	Planktonic foraminifers (globigerinids), mollusks, echinoids Volcanic minerals (plagioclase)	Moderate energy Outer platform to slope	?	?	Us4 suspected
CR43	Sandy marls	-600	Planktonic foraminifers	Low-energy Basinal deposit	FZ: Pl3 CN: Upper Zanclean	3.77-3.16 Ma Upper Zanclean	Us4 base
CR45	Planktonic foraminifer-rich packstone	-900	Sandy marls fewly hardened with manganese coatings Planktonic foraminifer	Low to very low energy Outer shelf to Basinal deposit	FZ: Pl3-Pl6 CN: Upper Zanclean	3.35-2.09 Ma Upper Zanclean to Piacenzan	Us4 basal part (Western border)
KS35 a	Marls	-780	Planktonic foraminifers	Low-energy Basinal deposit	FZ: Pl6-Pt1a	2.39-1.30 Ma Gelasian	Us5 upper part ? /
KS35 b	Bindstone	-780	Packstone with coral fragments and bioclasts Planktonic foraminifers and nannoplankton Agaricia coral colonies	Peri-reefal environment			Us4 upper part /F7
KS36	Planktonic foraminifer –rich mudstone	-920		Outer shelf to basin depositional environment	FZ: Pl1b CN Upper Zanclean	4.45-4.37 M Zanclean	Us4 basal part or top most of Us3
KS37	Bioclastic grainstone	-578	Bioclastic and parareefal limestone Coral fragments (?), bryozoan, red algae, Amphistegina, brachiopods, echinoids, encrusting foraminifera	Peri-reefal environment	?	?	Us4
31D*	Marls	-750m to -720m	Planktonic foraminifers (globigerinids)	Basin depositional environment	FZ: Pl2-Pl5		Attributed to Us4 middle to upper part
KS38 a	Marls		Planktonic foraminifers	Basin	FZ: Pt1a	1.93 Ma – 0.61 Ma Calabrian	
KS38 b	Bioclastic packstone	-2120	Red algae, corals, gastropods, bivalves, <i>Halimeda</i> , Myogipsinids, planktonic foraminifers	High to moderate energy Peri-reefal environment	FZ: Myogipsinids	Late Oligocene to early Miocene (Burdigalian?)	Us2
KS40	Calcareous mud with planktonic foraminifers	-1620m	Planktonic foraminifers	Low energy Outer shelf to basinal environment	FZ : Pl2 CN: Middle Zanclean	4.31 Ma - 3.85 Ma Zanclean,	Roof of Us3/F6- Us4?
KS41	Ooze	-1799m	Planktonic foraminifers (globigerinids)	Basin	?	?	Us3 middle part/F6

KS39	Foraminifer-rich marls	-1980 m	Planktonic foraminifers	Basin	FZ: Pl3 CN : Middle Pleistocene	3.35 Ma - 3.13 M Piacenzian	Us4 in the Marie-Galante Basin
------	------------------------	---------	-------------------------	-------	------------------------------------	--------------------------------	--------------------------------

879

References

- Andreieff, P.**, Bouysse, P., and Westercamp, D., 1979, Reconnaissance géologique de l'arc insulaire de Petite Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roche entre Sainte-Lucie et Anguilla (ARCANTE 1): Bull. Bur. Rech. Geol. Min. Fr, v. 2ème série, p. 227-2270.
- Andreieff, P.**, Bouysse, P. & Westercamp, D. 1983. Révision géologique de l'île de Marie-Galante (Petite Antilles). Bulletin de la Société Géologique de France, XXV, 805–810.
- Andreieff, P.B., P. and Westercamp, D.**, 1987, Géologie de l'Arc insulaire des petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe. Doctorat d'Etat, Bordeaux, Bordeaux I.
- Bangs, N.L.**, Christeson, G.L., and Shipley, T.H., 2003, Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2358.
- Barnes, P.M.**, Mercier de Lépinay, B., Collot, J.-Y., Delteil, J., and Audru, J.C., 1998, Strain partitioning in the transition area between oblique subduction and continental collision, Hikurangi margin, New Zealand: Tectonics, v. 17, p. 534-557.
- Berggren, W.A.**, Kent, D.V., Swisher, C.C.I., and Aubry, M.-P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy: Tulsa, SEPM - Special Publication.
- BouDagher-Fadel, M.K., and Price, G.D.**, 2010, American Miogypsinidae: An analysis of their phylogeny and biostratigraphy: Micropaleontology, v. 56, p. 567-586.
- Boudagher-Fadel, M.K., and Price, G.D.**, 2013, The phylogenetic and palaeogeographic evolution of the miogypsinid larger benthic foraminifera: Journal of the Geological Society, v. 170, p. 185-208.
- Bouysse, P., and Guennoc, P.**, 1983. Data on the structure of the insular arc in the Lesser-Antilles, Between St-Lucia and Anguilla. Marine Geology, v. 53, p. 131-166.
- Bouysse, P., and Westercamp, D.**, 1990, Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island-arc Tectonophysics, v. 175, p. 349.
- Bubb, J.N.**, and Hatlelid, W.G., 1978, Seismic Stratigraphy and Global changes of Sea-Level 10 - Seismic recognition of Carbonate buildups: Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 62, p. 772-791.
- Catuneanu, O.**, 2002, Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls: Journal of African Earth Sciences, v. 35, p. 1-43.
- Catuneanu, O.**, Galloway, W.E., Kendall, C.G.S., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., and Tucker, M.E., 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, p. 173-245.
- Christeson, G.L.**, Bangs, N.L., and Shipley, T.H., 2003, Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2327.
- Clift, P.D.**, and Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: Reviews of Geophysics, v. 42, p. RG2001, doi: 10.1029/2003RG000127.

- 919 **Cohen, J.K.**, and Stockwell, J.J.W., 1991, CWP/SU: Seismic Unix - Release n° 41: an open
920 source software package for seismic research and processing, Center of Wave Phenomena,
921 Colorado School of Mines.
- 922 **Collot, J.-Y.**, and Fisher, M.A., 1989, Formation of Fore-arc basins by collision between
923 seamounts and accretionary wedges: An exemple from the New Hebrides subduction zone:
924 *Geology*, v. 17, p. 930-933.
- 925 **Cordey, F.**, and Cornée, J.J., 2009, New radiolarian assemblages from La Désirade Island
926 basement complex (Guadeloupe, Lesser Antilles arc) and Caribbean tectonic implications:
927 *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, p. 399-409.
- 928 **Cornée, J.J.**, Leticee, J.L., Munch, P., Quillevere, F., Lebrun, J.F., Moissette, P., Braga, J.C.,
929 Melinte-Dobrinescu, M., De Min, L., Oudet, J., and Randrianasolo, A., 2012, Sedimentology,
930 palaeoenvironments and biostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene carbonate platform of
931 Grande-Terre (Guadeloupe, Lesser Antilles fore-arc): *Sedimentology*, v. 59, p. 1426-1451.
- 932 **Corsini, M.**, Lardeaux, J.M., Verati, C., Voitus, E., and Balagne, M., 2011, Discovery of Lower
933 Cretaceous synmetamorphic thrust tectonics in French Lesser Antilles (La Désirade Island,
934 Guadeloupe): Implications for Caribbean geodynamics: *Tectonics*, v. 30, p. TC4005.
- 935 **De Mets, C.**, Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R.G., Calais, E., and
936 Mann, P., 2000, GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion:
937 *Geophysical Research Letters*, v. 27, p. 437-440.
- 938 **DeMets, C.**, Gordon, R.G., and Argus, D.F., 2010, Geologically current plate motions:
939 *Geophysical Journal International*, v. 181, p. 1-80.
- 940 **Deng, J.S.**, and Sykes, L.R., 1995, Determination of euler pole for contemporary relative
941 motion of Caribbean and North-American plates using slip vectors of interplate earthquakes:
942 *Tectonics*, v. 14, p. 39-53.
- 943 **Deplus, C.**, 1999, Aguadomar Cruise - IPGP- N/O L'Atalante - Ifremer fleet -19/12/1998 to
944 22/01/1999: Lesser Antilles From Dominica to Guadeloupe archipelago
- 945 **Deville and Mascle, A.**, 2011. The Barbados Ridge: A mature accretionary wedge in front of
946 the Lesser Antilles active margin, in Bally, A.W., and Roberts, D.G., eds., *Phanerozoic
947 regional geology of the world*: Elsevier.
- 948 **Dickinson, W.R.**, 1974, Plate tectonics and sedimentation: *Tectonics and Sedimentation* v.
949 22, p. 1-27.
- 950 **Dixon, T.H.**, Farina, F., Demets, C., Jansma, P., Mann, P., and Calais, E., 1998, Relative
951 motion between the Caribbean and North American Plates and related boundary zone
952 deformation from a decade of GPS observations: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p.
953 15157-15182.
- 954 **Dominguez, S.**, Lallemand, S., Malavieille, J., and Schnürle, P., 1998, Oblique subduction of
955 the Gagua Ridge beneath the Ryukyu accretionary wedge system: Insights from marine
956 observations and sandbox experiments: *Marine Geophysical Researches*, v. 20 (5), p. 383-
957 402.
- 958 **Dunham, R.J.**, 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, v.
959 Classification of carbonate rocks according to depositional texture, p. 108-121.

- 960 **Embry, A., and Klován, J.**, 1971, A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island:
961 NWT: Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, p. 730-781.
- 962 **Evain, M.**, Galve, A., Charvis, P., Laigle, M., Kopp, H., Bécel, A., Weinzierl, W., Hirn, A., Flueh,
963 E.R., and Gallart, J., 2011, Structure of the Lesser Antilles subduction fore-arc and backstop
964 from 3D seismic refraction tomography: Tectonophysics.
- 965 **Ferrandini, M.**, BouDagher-Fadel, M.K., Ferrandini, J., Oudet, J., and Andre, J.P., 2010, New
966 observations about the Miogypsinidae of the Early and Middle Miocene of Provence and
967 Corsica (France) and northern Sardinia (Italy): Annales De Paleontologie, v. 96, p. 67-94.
- 968 **Feuillet, N.**, Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C.,
969 Lebrun, J.-F., Nercessian, A., Saurel, J.-M., and Valentin, C., 2010, Active faulting induced by
970 slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009
971 GWADASEIS marine cruise data: Geophysical Research Letters, v. 37.
- 972 **Feuillet, N.**, Manighetti, I., Tapponnier, P., and Jacques, E., 2002, Arc parallel extension and
973 localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles: Journal of Geophysical
974 Research, v. 107, p. 2331.
- 975 **Feuillet, N.**, Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., and King, G.C.P., 2004, Differential
976 uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton
977 normal fault (Guadeloupe, French West Indies): Journal of Geophysical Research, v. 109, p.
978 B02404.
- 979 **Gailler, L.-S.**, Mertelet, G., Thinon, I., Bouchot, V., Lebrun, J.-F., and Münch, P., 2013,
980 Crustal structure of Guadeloupe Islands and the Lesser Antilles Arc from a new gravity and
981 magnetic synthesis, in Lebrun, J.-F., and Marcaillou, B., eds., Bulletin de la Société
982 Géologique de France, Volume Special Issue - "Caribbean Geosciences", in press.
- 983 **Got, H.**, Aloisi, J.C., Inoubli, H., Perret, M., and Mirabile, L., 1985, Etude structuro-
984 sédimentaire des marges sud et ouest de la Guadeloupe, in Mascle, A., ed., Géodynamique
985 des Caraïbes: Paris, Technip, p. 161-172.
- 986 **Gutscher, M.A.**, Malavieille, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y., 1999, Tectonic segmentation
987 of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision: Earth and Planetary
988 Science Letters, v. 168, p. 255-270.
- 989 **Handford, C.R.**, and Loucks, R.G., 1993, Carbonate depositional sequences and systems
990 tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, Am. Assoc. Petrol.
991 Geol. Bull.
- 992 **Hunt, D., and Tucker, M.E.**, 1992, Stranded Parasequences and the forced regressive wedge
993 Systems Tract: deposition during base-level fall: Sedimentary Geology v. 81, p. 1–9.
- 994 **Kopp, H.**, Weinzierl, W., Becel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E.R., Gailler, A., Galve, A.,
995 Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., Roux, E., Trail,
996 T., and Thales, T., 2011, Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc: Relevance
997 for the formation of continental crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 304, p. 121-
998 134.

- 999 **Laigle, M.**, Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., and Evain, M.,
1000 2013, Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles
1001 Subduction fore-arc crust revealed by MCS imaging: *Tectonophysics*, v. 603, p. 32-54.
- 1002 **Lallemand, S.**, Heuret, A., Faccenna, C., and Funicello, F., 2008, Subduction dynamics as
1003 revealed by trench migration: *Tectonics*, v. 27, p. n/a-n/a.
- 1004 **Lallemand, S.E.**, Schnurle, P.S., and Malavieille, J., 1994, Coulomb theory applied to
1005 accretionary and non accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or
1006 frontal accretion: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 12,033-12,055.
- 1007
1008 **Lamarche, G., Joanne, C., and Collot, J.-Y., 2008**, Successive, large mass-transport deposits
1009 in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa Submarine Instability
1010 Complex: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, p. Q04001.
- 1011
- 1012 **Lardeaux, J.-M.**, Corsini, M., Cornée, J.-J., Münch, P., Braga, J.-C., Cordey, F., Lebrun, J.F.,
1013 Léticée, J.-L., Marcaillou, B., Melinte-Dobrinescu, M., Moissette, P., Quillévé, F.,
1014 Randrianasolo, A., Verati, C., and Voitus, E., 2011, Guide de sortie Géologique : La Désirade,
1015 Jurassic basement and Pliocene-Early Pleistocene carbonate platform, 19th Caribbean
1016 Geological Conference: Le Gosier, Guadeloupe.
- 1017 **Lardeaux, J.-M.**, Münch, P., Corsini, M., Cornée, J.-J., Verati, C., Lebrun, J.-F., Quillévé, F.,
1018 Melinte-Dobrinescu, M., Léticée, J.-L., Fietzke, J., Mazabraud, Y., Cordey, F., and
1019 Randrianasolo, A., 2013a, La Désirade island (Guadeloupe, French West Indies): a key target
1020 for deciphering the role of reactivated tectonic structures in Lesser Antilles arc building:
1021 *Bulletin De La Societe Geologique De France*, v. 184, p. 21-34.
- 1022 **Lardeaux, J.-M.**, Münch, P., Corsini, M., Cornée, J.-J., Verati, C., Lebrun, J.-F., Quillévé, F.,
1023 Melinte-Dobrinescu, M., Léticée, J.-L., Fietzke, J., Mazabraud, Y., Cordey, F., and
1024 Randrianasolo, A., 2013b, La Désirade Island (Guadeloupe, French West Indies): a key target
1025 for deciphering the role of reactivated tectonic structures in the Lesser Antilles arc building,
1026 in Lebrun, J.-F., and Marcaillou, B., eds., *Bulletin de la Société Géologique de France*,
1027 Volume Special Issue - "Caribbean Geosciences", in press.
- 1028 **Lebrun, J.-F., Begot, J., Cornée J.-J., Feuillet N., Fournier F. , Guennoc P. , Mazabraud Y. ,**
1029 **Münch P. , Thinon I. , and Randrianasolo A. , 2008.** Rapport de la campagne KaShallow1-
1030 N/O Antéa - 26 Avril - 5 Mai. Sismique réflexion haute résolution dans le Bassin de Marie-
1031 Galante. Avant-Arc des Petites Antilles, *in* LaRGE., U.A.G., p. 199 .
- 1032
- 1033 **Lebrun, J.-F., Cancouët, R., Thinon, I., Ammann, J., Cornée, J.-J., Delacourt, C., De Min, L.,**
1034 **Deschamps, A., Feuillet, N., Franzetti, M., Gailler, L.-S., Léticée, J.-L., Mahamat, A.,**
1035 **Marcaillou, B., Mazabraud, Y., Mompelat, J.-M., Münch, P., Leclerc, F., Randrianasolo, A.,**
1036 **and Zami, F., 2011.** Rapport de la campagne KaShallow 3 - B/P Beryx - 17Janvier - 19 Février
1037 . Bathymétrie haute-résolution "petit fonds", levé magnétique et draguage dans l'archipel
1038 guadeloupéen. Intégration Litto3D (SHOM et IGN). Université des Antilles et de la Guyane,
1039 p. 83.
- 1040
- 1041 **Léticée, J.-L.**, 2008, Architecture d'une plateforme carbonatée insulaire plio-pleistocène en
1042 domaine de marge active (avant-arc des Petites Antilles, Guadeloupe) :

- 1043 Chronostratigraphie, sédimentologie et paléoenvironnements : Pointe à Pitre, Université
1044 des Antilles et de la Guyane.
- 1045 **Leticee, J.L.**, Randrianasolo, A., Cornée, J.J., Münch, P., Lebrun, J.-F., Saint-Martin, J.P., and
1046 Villeneuve, M., 2005, Mise en évidence d'une discontinuité émergitive majeure au sein de la
1047 plate-forme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles : Comptes Rendus
1048 Geosciences, v. 337, p. 617-624.
- 1049 **Martini, E.**, 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation:
1050 Roma, Ed. Tecnosci.
- 1051 **Mattinson, J.M.**, Pessagno Jr, E.A., Montgomery, H., and Hopson, C.A., 2008, Late Jurassic
1052 age of oceanic basement at La Désirade Island, Lesser Antilles arc, p. 175-190.
- 1053 **McCann, W.R.**, and Sykes, L.R., 1984, Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean
1054 Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean:
1055 Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4493-4519.
- 1056 **Mitchum, R.M.**, Vail, P.R., and Todd, R.G., 1977, Regional seismic interpretation using
1057 sequences and eustatic cycles Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists,
1058 v. 60, p. 699-699.
- 1059 **Montgomery, H.**, and Kerr, A.C., 2009, Rethinking the origins of the red chert at La
1060 Desirade, French West Indies, in James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., Origin
1061 and Evolution of the Caribbean Plate, Volume 328: Geological Society Special Publication:
1062 Bath, Geological Soc Publishing House, p. 457-467.
- 1063 **Müller, R.D.**, Sdrolias, M., Gaina, C., and Roest, W.R., 2008, Age, spreading rates, and
1064 spreading asymmetry of the world's ocean crust: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v.
1065 9, p. Q04006.
- 1066 **Münch, P.**, Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevere, F., Verati, C., Melinte-Dobrinescu, M.,
1067 Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Leticee, J.-L., and
1068 Randrianasolo, A., 2014, Pliocene to Pleistocene vertical movements in the fore-arc of the
1069 Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate
1070 platforms (Guadeloupe archipelago): Journal of the Geological Society.
- 1071 **Münch, P.**, Lebrun, J.-F., Cornée, J.-J., Thinon, I., Guennoc, P., Marcaillou, B., Begot, J.,
1072 Bertrand, G., Bes de Berc, S., Biscarrat, K., Claud, C., De Min, L., Fournier, F., Gailler, L.-S.,
1073 Graindorge, D., Léticée, J.-L., Marié, L., Mazabraud, Y., Melinte-Dobrinescu, M., Moissette,
1074 P., Quillévére, F., Verati, C., and Randrianasolo, A., 2013, Pliocene to Pleistocene carbonate
1075 systems of the Guadeloupe archipelago, French Lesser Antilles: a land and sea study (the
1076 KaShallow project). Bulletin de la Société Géologique de France, v. 184 - , p. 99-110.
- 1077 **Neill, I.**, Gibbs, J.A., Hastie, A.R., and Kerr, A.C., 2010, Origin of the volcanic complexes of La
1078 Désirade, Lesser Antilles: Implications for tectonic reconstruction of the Late Jurassic to
1079 Cretaceous Pacific-proto Caribbean margin: Lithos, v. 120, p. 407-420.
- 1080 **Okada, H.**, and Bukry, D., 1980, Supplementary modification and introduction of code
1081 numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975): Marine
1082 Micropaleontology, v. 5, p. 321-325.

- 1083 **Paquet, F.**, Proust, J.N., Barnes, P.M., and Pettinga, J.R., 2011, Controls on active fore-arc
1084 basin stratigraphy and sediment fluxes: The Pleistocene of Hawke Bay, New Zealand:
1085 Geological Society of America Bulletin, v. 123, p. 1074-1096.
- 1086 **Patriat, M.**, Pichot, T., Westbrook, G.K., Umber, M., Deville, E., Benard, F., Roest, W.R.,
1087 Loubrieu, B., and Party, A.C., 2011, Evidence for Quaternary convergence across the North
1088 America-South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles: *Geology*, v. 39, p.
1089 979-982.
- 1090 **Pichot, T.**, Patriat, M., Westbrook, G.K., Nalpas, T., Gutscher, M.A., Roest, W.R., Deville, E.,
1091 Moulin, M., Aslanian, D., and Rabineau, M., 2012, The Cenozoic tectonostratigraphic
1092 evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North
1093 America–South America plate boundary zone: *Marine Geology*, v. 303–306, p. 154-171.
- 1094 **Pindell, J.L.**, and Barrett, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean Region, in Dengo,
1095 G., and Case, J.E., eds., *The Caribbean Region, Volume H: Boulder, CO, Geol. Soc. Am.*, p.
1096 405-433.
- 1097 **Pindell, J.L.**, and Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and
1098 northern South America in the mantle reference frame: an update, in James, K.H., Lorente,
1099 M.A., and Pindell, J.L., eds., *Origin and Evolution of the Caribbean Plate, Volume 328:*
1100 *Geological Society Special Publication: Bath, Geological Soc Publishing House*, p. 1-55.
- 1101 **Plint, A.G.**, and Nummedal, D., 2000, The falling stage Systems Tract: recognition and
1102 importance in Sequence stratigraphic analysis: London, Geol. Soc. London Special.
- 1103 **Pomar, L.**, 2001, Types of carbonate platforms: a genetic approach: *Basin Research*, v. 13, p.
1104 313-334.
- 1105 **Purser, B.H.**, 1980, *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*: Paris,
1106 Technip, 366 pp p.
- 1107 **Raffi, I.**, Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., and Hilgen, F., 2006, A
1108 review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million
1109 years: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 3113-3137.
- 1110 **Roksandic, M.M.**, 1978, *Seismic Facies Analysis Concepts: Geophysical Prospecting*, v. 26, p.
1111 383-398.
- 1112 **Roux, E.**, 2007, *Reconnaissance de la structure sismique de la zone de subduction des*
1113 *Petites Antilles (Guadeloupe et Martinique) - PhD thesis: Paris, University Denis Diderot,*
1114 *Paris VI.*
- 1115 **Shemenda, A.I.**, 1994, *Subduction, Insights from physical modeling*: London, Kuwer
1116 Academic Publishers, 215 p.
- 1117 **Smith, W.H.F.**, and Sandwell, D.T., 1997, Global seafloor topography from satellite altimetry
1118 and ship depth sounding: *Science*, v. 277, p. 1956-1962.
- 1119 **Tucker, M.E.**, 1990, *Geological background to carbonate sedimentation*: Oxford, Blackwell
1120 Scientific Publications edn.
- 1121 **USGS**, 2004, *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), Global Land Cover Facility:*
1122 *University of Maryland, College Park, Maryland.*

- 1123 **Vail, P.R.**, Mitchum Jr., R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thomson III, S., Sangree, J.B., Bubb,
1124 J.N., and Hateilid, W.G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes in sea-level.: Seismic
1125 stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration - in Payton,C.E. (Ed.), v. 26.
- 1126 **Vannucchi, P.**, Galeotti, S., Clift, P.D., Ranero, C.R., and von Huene, R., 2004, Long-term
1127 subduction erosion along the Middle America trench offshore Guatemala: *Geology*, v. 32, p.
1128 617-620.
- 1129 **Vannucchi, P.**, Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K.i., Ujiie, K., and Scientists, t.I.E.S., 2013,
1130 Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America:
1131 Implications for building the rock record of convergent margins: *Geology*, v. 41, p. 995-998.
- 1132 **von Huene, R.**, and Culotta, R., 1989, Tectonic erosion at the front of the Japan Trench
1133 convergent margin: *Tectonophysics*, v. 160, p. 75-90.
- 1134 **von Huene, R.**, and Ranero, C.R., 2003, Subduction erosion and basal friction along the
1135 sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile: *Journal of Geophysical*
1136 *Research*, v. 108, p. 2079, doi:10.1029/2001JB001569.
- 1137 **Wade, B.S.**, Pearson, P.N., Berggren, W.A., and Pälike, H., 2011, Review and revision of
1138 Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the
1139 geomagnetic polarity and astronomical time scale: *Earth-Science Reviews*, v. 104, p. 111-
1140 142.
- 1141 **Wang, Z.**, Hirsche, W.K., and Sedgwick, G., 1991, Seismic Velocities In Carbonate Rocks:
1142 *Journal of Canadian Petroleum Technology*, v. 30.
- 1143 **Wessel, P., and Smith, W.H.F.**, 1995, New Version of the Generic Mapping Tools Released:
1144 *EOS Transactions, American Geophysical Union*, v. 76, p. 329.
- 1145 **Westbrook, G.K.**, Ladd, J.W., Bruhl, P., Bangs, N.L., and Tiley, G.J., 1988, Cross section of an
1146 accretionary wedge: Barbados Ridge complex: *Geology*, v. 16, p. 631-635.
- 1147 **Westercamp, D.**, 1980, La Désirade, carte géologique à 1:25000 et notice explicative, in
1148 *Minieres, B.d.R.G.e., ed., Service Géologique National: Orléans, France.*
- 1149 **Wright, V.P., and Burchette, T.P.**, 1996, Shallow-water carbonate environments: Oxford,
1150 Blackwell Science, Ltd.
- 1151

Chapitre VI

Évolution tectonique et sédimentaire du Bassin de Marie-Galante

Le découpage sismo-stratigraphique des sous-bassins et de l'Éperon Karukéra a permis d'établir une architecture sédimentaire du Bassin de Marie-Galante. Il révèle que l'histoire du bassin est étroitement liée à un héritage structural et à deux épisodes d'extension : une extension perpendiculaire à l'avant-arc enregistrée dans le bassin depuis le Miocène inférieur (Système Karukéra) et une extension parallèle à l'arc depuis le Pliocène inférieur (Système Marie-Galante).

Dans ce chapitre nous présentons une première analyse séquentielle du Bassin de Marie-Galante basée sur la hiérarchisation des unités sismiques et des surfaces remarquables identifiées. Elle repose sur la modalité d'empilement des unités résultant des variations du niveau marin relatif. Nous proposerons ensuite une évolution tectonique et paléo-environnementale du bassin au cours du Néogène, la période la mieux contrainte dans le temps ainsi qu'en terme faciès sédimentaires obtenus par nos prélèvements.

VI.1. Organisation séquentielle

En sismo-stratigraphie, l'enregistrement sédimentaire des variations du niveau marin relatif est interprété selon des critères de reconnaissance géométrique des réflecteurs et des surfaces caractéristiques qui les délimitent. Cela conduit à des modèles de dépôts dont les corps sédimentaires montrent une section sigmoïde occupant une position variable au cours du temps, en fonction du niveau marin relatif, dans un système polarisé Plate-forme/Bassin.

En domaine de marge active, les mouvements verticaux générés sur de courtes périodes de temps provoquent la mise en place de séquences de dépôts souvent incomplètes. Dans notre cas, le schéma séquentiel du bassin avant-arc de Marie-Galante permet de mettre en évidence des mouvements tectoniques de grande amplitude associés à la déformation flexurale de la plaque caraïbe ainsi qu'une activité localisée à des zones d'accidents en réponse à cette déformation.

Le Bassin de Marie-Galante comprend 10 séquences de dépôts de troisième ordre (~1 à 5Ma), limitées par 11 surfaces régionales. Ces surfaces ont été identifiées et suivies à travers l'ensemble du bassin. Elles apparaissent comme des repères géométriques fiables, considérés comme isochrones d'un point de vue sismo-stratigraphique.

Dans le bassin, une même limite montre des caractéristiques différentes en fonction de sa localisation et de l'activité tectonique. Par exemple, une limite de séquence majeure peut correspondre à : (1) une surface d'érosion subaérienne ou d'émersion au niveau des îles calcaires de l'avant arc, (2) une surface d'érosion et de concordance au niveau des plateaux immergés et dans les zones de bassin ou (3) une surface condensée dans les zones les plus profondes.

VI.1.1. Séquence -1

La séquence-1 se compose de l'ensemble E-1 qui constitue la première séquence du bassin. Elle est identifiée dans les SBA/SBPT/SBK où elle rétrograde et ennoie un substratum irrégulier (Sfc_0) (*e.g.* [Chapitre IV](#), [Figure IV.12](#)). Cette séquence semble précéder une phase de surrection majeure et d'érosion du substratum ([Figure VI.1](#)).

Au Nord, sa limite sommitale Sfc_1 est marquée par une légère discordance angulaire soulignée par la rétrogradation de la séquence suivante. Cette surface correspond à une surface d'émersion ou de non dépôt au niveau de l'Éperon Karukéra. Ce dernier constituait avec la Désirade et le Nord de la région un axe bathymétrique haut où le substratum de l'avant-arc devait probablement affleurer. Cet épisode de surrection pourrait correspondre à la rupture de la faille d'orientation $N60^\circ E$ de Désirade permettant l'émersion du bloc supérieur. Cette faille correspond à une structure lithosphérique de l'avant-arc des Petites Antilles (~5000m) que l'on estime d'âge Éocène en considérant les dépôts pararécifaux dragués au NE de Grande-Terre.

VI.1.2. Séquence 1 EK/SBA/SBK

La séquence 1 (E1 et E2) est reconnue dans les Sous-Bassins Arawak-Kubuli et l'Éperon Karukéra. E1 montre des rétrogradations vers le NW dans la zone SBA/SBK tandis qu'un remplissage progressif de paléovallées d'orientation $N40^\circ-50^\circ E$ s'observe sur l'éperon (*e.g.* Carte du socle, [Figure IV.12](#)). Ces rétrogradations sont limitées par une surface régulière de moyenne amplitude (Sfc_1). Elles sont suivies par des dépôts aggradants associés aux formations pararécifales de l'Oligo- Miocènes inférieures. Son étude au niveau de l'éperon permet de rattacher E1 à un cortège transgressif (TST_1) tandis que E2 constitue un haut niveau (HST_2). Il en résulte que Sfc_1 apparaît comme une surface d'inondation maximale (mfs_1). Dans SBK et SBA, sa surface sommitale (Sfc_2) est marquée par un réflecteur de très forte amplitude et par une discordance angulaire faisant de Sfc_2 une limite de discontinuité majeure. Localement, elle est interprétée comme une abrasion au Nord de l'éperon et à SBF (*e.g.* Profils, [Figure IV.7](#), [Figure V.7](#) et [Figure V.10](#)).

S1 correspond à un cycle sédimentaire quasi complet et interrompu à la fin par une régression forcée d'origine tectonique, d'où une déconnexion de l'éperon avec le reste du

bassin. Le graben Kubuli/Arawak s'individualise tandis que l'éperon constitue un haut-fond qui évoluera désormais de façon indépendante du bassin.

Les géométries internes de cette séquence restent tout de même mal contraintes en raison de la basse résolution utilisée. En effet, seul un basculement des couches vers la fosse des couches montre qu'il s'agit d'une séquence antétectonique.

VI.1.3. Séquence 2_{EK} et 3_{EK}

La séquence 2_{EK} est identifiée sur l'éperon et SBF entre SB2 et SB3. Elle comprend une seule séquence condensée observable en sismique à l'Est, tandis que cinq séquences sont individualisées à l'Ouest (SBK et SBA ; Séquence 3_{SBK/SBA} à Séquence 7_{SBK/SBA}). Cette différence indique une subsidence plus importante de la partie ouest du bassin en raison de l'activité des failles N180°-160°E. L'éperon montre uniquement un cortège transgressif (TST_{EK2}) vers le N-NW dont la limite supérieure correspond à une discordance angulaire régionale SB3 marquée au Sud de l'éperon (*e.g.* [Chapitre V, Figure V.8](#)). Les points les plus élevés topographiquement sont soit érodés comme à La Désirade, dans SBF, au Nord de l'éperon et localement dans sa partie centrale ainsi qu'en contre-bas de la plate-forme de Marie-Galante, soit colonisés par des formations pararécifales. L'âge des dépôts permet d'estimer cette discordance entre 8 Ma et 5 Ma à la fin du Miocène supérieur en accord avec *Münch et al.*, (2013) et (2014) (*Cf.* [Tableau IV.3](#) et [Annexe 2](#)).

La séquence 3_{EK} se compose des unités Us_{4-EK}, Us_{5-EK} et Us_{6-EK} de E4. Elle est limitée à sa base par SB₃ et à son sommet par SB₄. La base de la séquence est marquée par des rétrogradations d'angle très faible vers le Nord puis d'une aggradation composée de marnes à foraminifères planctoniques du Pliocène inférieur, indiquant un environnement de bassin. Le sommet des aggradations présente des formations récifales à pararécifales d'environnement calme et d'âge pliocène terminal essentiellement sur la bordure ouest de l'éperon.

VI.1.4. Séquences 2_{SBK/SBA} et 4_{SBK/SBA}

Les séquences 2_{SBK/SBA} et 4_{SBK/SBA} se composent des unités sismiques Us_{3.1} et Us_{3.3} interprétés comme d'âge Miocène moyen. Elles montrent des rétrogradations marquées

vers le N-NW correspondant aux cortèges transgressifs $TST_{2-SBK/SBA-2}$ et $TST_{4-SBK/SBA}$ au niveau de SBK. Ces cortèges transgressifs sont limités à leurs sommets par des troncatures d'érosion qui soulignent les surfaces $Sfc_{3,1}$ et $Sfc_{3,3}$. Ces érosions très marquées à l'Ouest dans le SBK et correspondent à de larges cônes-sous-marins au Nord du SBA. Ces cônes sous-marins sont probablement issus du NW au niveau de La Grande-Terre qui semble constituer une zone plus haute sur le rebord de l'escarpement de Désirade, ainsi qu'à l'initiation du canyon de Marie-Galante (*e.g.* Chapitre IV, Profils : Figure IV.15 et Figure IV.16). Ces séquences incomplètes suggèrent des épisodes de surrection dans l'Ouest du bassin (SBK) et de toute la région Nord (Grande-Terre, Désirade et Nord Karukéra) (Figure VI.1).

VI.1.5. Séquence 3_{SBK/SBA}

La Séquence 3_{SBK/SBA} se compose de l'unité $Us_{3,2}$ interprété comme d'âge Miocène moyen. Elle est limitée à sa base par $Sfc_{3,1}$ et son sommet par $Sfc_{3,2}$. Cette séquence se localise essentiellement à l'Est du SBA et longe l'éperon du NNW au SSE en s'organisant en dépôts aggradants (*e.g.* Profils, Figure IV.15 et Figure IV.16). Elle est complètement érodée vers l'Ouest du bassin ce qui explique son absence au niveau du SBK. Son toit est marqué par une surface d'érosion qui entaille profondément la séquence jusqu'à atteindre la séquence sous-jacente (*e.g.* Profils, Figure IV.19). Vers l'Ouest du bassin, cette surface correspond aussi à une discordance angulaire associée au basculement vers la fosse de l'ensemble du bassin et à une remontée de la marge vers l'Ouest (Figure VI.1).

VI.1.6. Séquences 5_{SBK/SBA} et 6_{SBK/SBA}

Les séquences 5_{SBK/SBA} et 6_{SBK/SBA} se composent respectivement des unités $Us_{3,4}$ et $Us_{3,5}$ d'âges Miocène supérieur. Elles sont limitées à leur base par des surfaces d'érosion au niveau de SBK et de surfaces de concordance dans le SBA ($Sfc_{3,3}$ et $Sfc_{3,4}$). Elles sont soulignées par des downlaps de cônes de bas niveaux marins, $LST_{5-SBK/SBA}$ et $LST_{6-SBK/SBA}$. Ces cônes sont surmontés par des onlaps indiquant une rétrogradation vers l'W-NW correspondant à des cortèges transgressifs, $TST_{5-SBK/SBA}$ et $TST_{6-SBK/SBA}$. Ces cortèges sont recouverts par des dépôts aggradants et homogènes au niveau du SBK noté HST_{5-SBK} et HST_{6-SBK} tandis que vers l'E-NE du SBA, ils sont matérialisés par deux gros réflecteurs de

fortes amplitudes indiquant un niveau condensé (*e.g.* Faciès A2 : [Figure IV.10](#) et [Tableau IV.1](#) ; Profils : [Figure IV.15](#) et [Figure IV.16](#)). Verticalement, le SBK passe d'une architecture de bassin profond à de plate-forme s.s. à pente distale, tandis que le SBA montre une architecture de bassin profond et développe un système de chenaux-levées et cônes sous-marins, au cours de la mise en place des Séquences 5_{SBK/SBA} et 6_{SBK/SBA}. Ce changement de géométrie du bassin et d'orientation des séquences de dépôts s'effectue en réponse à une remontée régionale vers l'Ouest de la marge, accommodée localement par des failles normales d'orientation N160°±10°E qui accentuent le relief (*e.g.* [Figure IV.9](#), [Figure IV.19](#) et [Figure VI.1](#)).

VI.1.7. Séquence 7_{SBK/SBA}

La séquence 7_{SBK/SBA} se compose de l'unité Us_{4.1} d'âge Pliocène inférieur reconnue à travers de l'ensemble du bassin et condensée sur l'éperon. Dans le SBA et SBK, elle est limitée à sa base par Sfc_{3.5} et à son sommet par Sfc_{4.1}. Sfc_{3.5} est soulignée par des downlaps de cônes de bas niveau parfois localisés (LST₋₇) à la transition entre SBK et SBA. Ces cônes se sont mis en place en réponse à une surrection et à une érosion généralisée de l'ouest du bassin selon un axe NNW-SSE. Cette érosion est marquée au niveau de la marge orientale de la future île de Marie-Galante en raison de la mise en place de la faille normale de la Barre de l'île selon une direction N90°E à vergence nord (*e.g.* [Figure IV.18](#)). Le jeu de cette faille provoque un basculement vers le Sud de la zone et l'émersion localisée du bloc supérieur. Le sommet des cônes de bas niveau est souligné par les onlaps d'un début de rétrogradation vers ~l'W-SW du TST₋₇ tandis que ces dépôts sont aggradants à l'Ouest du SBK au sommet de la marge.

La séquence 7_{SBK/SBA} enregistre un bombement continu selon un axe NNW-SSE à la transition SBK/SBA. Ce bombement provoque une dissymétrie entre la géométrie des dépôts de l'Ouest qui aggradent et celle de ceux de l'Est qui rétrogradent de moins en moins à mesure de son intensification ([Figure VI.1](#)). La séquence 7 constitue un cycle sédimentaire incomplet interrompu par le bombement parallèle à l'arc qui se poursuit.

VI.1.8. Séquences 8_{SBK/SBA}

La séquence 8_{SBK/SBA} se compose de l'unité Us_{4.2}. Elle est limitée à sa base par Sfc_{4.1} et à son sommet par Sfc_{4.2}. Sa limite inférieure Sfc_{4.1} est soulignée par les onlaps d'un TST_{8-_{SBK/SBA}} qui se développent peu. En effet, son sommet est très vite marqué par des troncatures d'érosion à l'Est de SBK et dans le SBA. En revanche à l'Ouest, il aggrade et sa limite supérieure est concordante avec la séquence suivante. Le TST-8_{SBK/SBA} subit une régression forcée en réponse à l'intensification du bombement à l'Est du SBK tandis qu'il se développe dans le SBA, où il est canalisé vers le Sud-Est avec un système de chenaux-levées au pied du bombement.

La séquence 8_{SBK/SBA} enregistre les mêmes géométries et répartition spatiale que la séquence 7_{SBK/SBA}. Elle est contrôlée par le changement de polarité du bassin, probablement en réponse à la mise en place de l'arc actuel ([Figure VI.1](#)).

VI.1.9. Séquence 9_{SBK/SBA}

La séquence 9_{SBK/SBA} se compose des unités Us₅ et Us_{6-EK}, cette dernière étant localisée sur l'éperon. Elle est limitée à sa base par SB_{4.2} et à son sommet par la surface bathymétrique actuelle, à l'exception du Nord de l'éperon où elle est surmontée par le Banc Flandre (Us_{7-EK}). Sa limite inférieure est soulignée par les onlaps d'un cortège transgressif TST₉ tandis que sa limite supérieure montre des troncatures d'érosion à l'Est du SBK. La séquence montre des dépôts aggradants au niveau d'un petit bassin d'effondrement entre l'arc (Basse-Terre et Les Saintes) et le bombement créé au niveau de l'axe SBK, MG et GT en réponse à la remontée de la marge. Elle est condensée dans la séquence 3 de l'éperon, à l'extrême Est du bassin ([Figure VI.1](#)).

Dans le SBA, elle est transportée vers le Sud-Est par le biais des « canyons » de Dominique, Kubuli et Arawak qui se comportent comme des chenaux érosifs développant peu de levées. Cette séquence se dépose essentiellement au Sud de la zone d'étude vers la Martinique. Les échantillons permettent d'attribuer cette séquence au Pléistocène avec des faciès de bassin dans les zones profondes et des formations para-récifales à algues rouges au Nord de l'éperon.

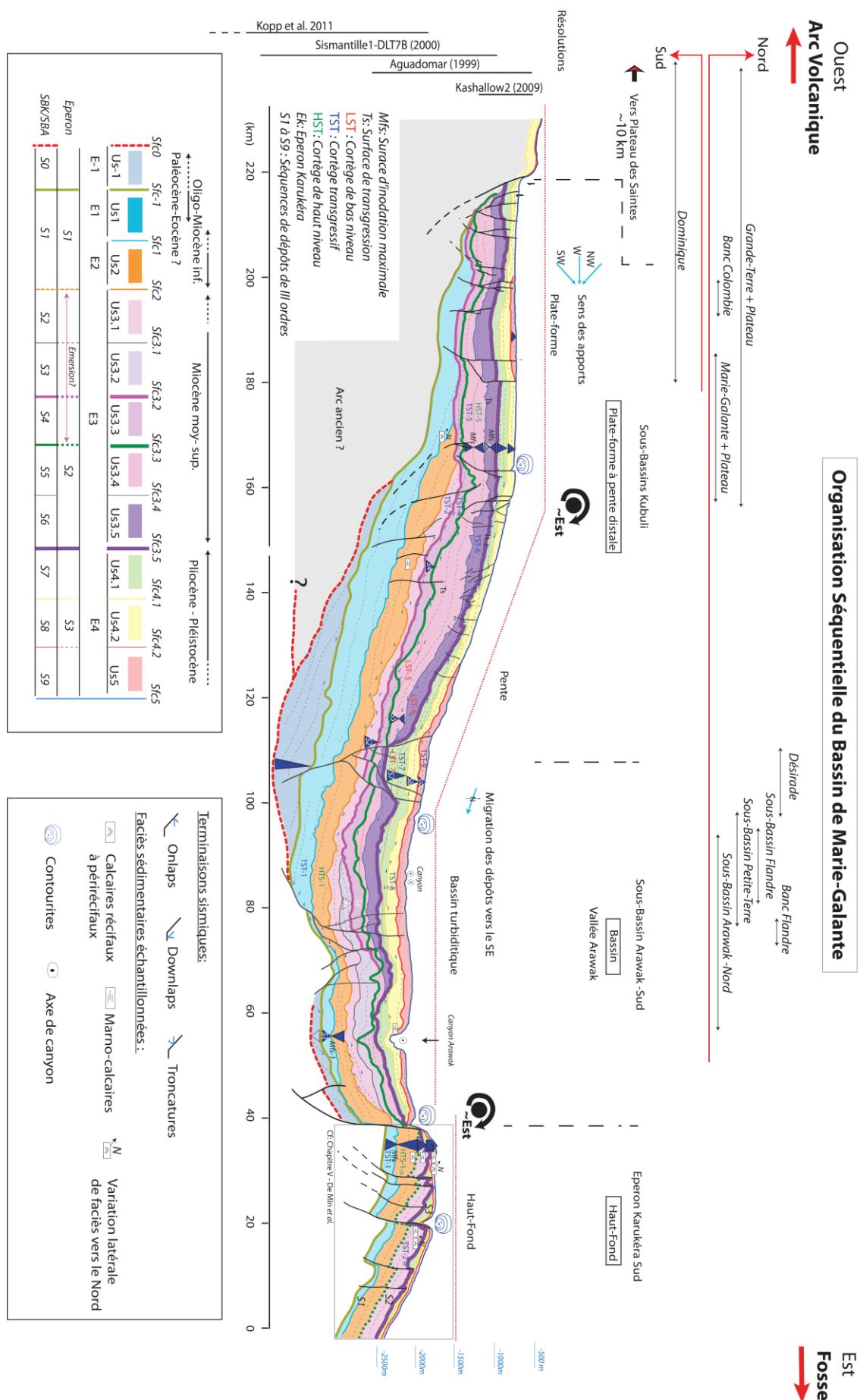


Figure VI.1 Schéma Séquentiel du Bassin de Marie-Galante

Conclusion

L'organisation séquentielle du bassin révèle une inversion tectonique à grande échelle à partir de la séquence 3 qui semble se poursuivre jusqu'à la séquence 9. En effet, on constate qu'avant la séquence 3, les dépôts s'organisent selon un axe ~NNW-SSE suite au basculement du bloc Karukéra-Désirade vers le SSE. En revanche après la séquence 3, on observe un basculement du bassin vers la fosse et une remontée de la marge vers l'WSW. Ce basculement génère une érosion massive de la séquence 3-SBK/SBA à l'Ouest du bassin et se matérialise par une discordance angulaire majeure entre les séquences 2-SBK/SBA et 4-SBK/SBA (Figure VI.1). Ce changement de polarité conduit à une réorganisation des séquences de dépôts selon une direction WSW-ENE qui forment alors des cycles incomplets soumis à des régressions forcées. Ces régressions s'expriment par des érosions répétées de la marge occidentale et de la mise en place de cônes sous-marins dans le sous-bassin Arawak qui constitue la zone la plus subsidente. Les séquences 5-SBK/SBA et 6-SBK/SBA montrent des sections sigmoïdes nettes selon une coupe WSW-ENE en réponse à la pente créée suite au basculement. Ces séquences montrent des cycles quasi-complets interrompus à la fin par des événements tectoniques.

L'inversion tectonique semble associée à la mise en place d'une flexure progressive de l'avant-arc qui se matérialise par une surrection au niveau des îles calcaires actuelles. La surrection de cette zone pourrait correspondre à celle de l'axe rotation du basculement identifié vers la fosse. De plus, elle s'exprime localement par des petites failles d'extrados qui s'enracinent très peu en profondeur dans les séquences 5 à 9 (Figure VI.1).

Au niveau de l'Eperon Karukéra l'organisation séquentielle montre essentiellement l'influence de l'escarpement de Désirade. La plate-forme isolée Karukéra constitue actuellement un haut-fond de trois séquences de dépôts de troisième ordre, S1, S2-EK et S3-EK. La séquence 1, commune au reste du bassin est la plus développée. Elle marque l'initiation d'une extension perpendiculaire à la zone de subduction avant l'inversion du bassin (Figure VI.2a.).

Les séquences de l'éperon montrent que sa partie nord est régulièrement soumise à des émerSIONS ou montre des dépôts bio-construits tandis que sa partie sud subsiste. Cette observation suggère des soulèvements épisodiques de la partie nord du bloc Karukéra-Désirade (Figure VI.2b.). Les variations du niveau marin global pour la période considérée

ont des amplitudes maximales d'une trentaine de mètres (Miller *et al.*, 2011), les variations du niveau marin relatif du nord du bassin, de plus grande amplitude, ne peuvent pas donc pas s'expliquer seulement par celles du niveau global et nécessitent l'intervention de mouvements tectoniques verticaux. Ainsi l'évolution séquentielle de l'éperon montre probablement un jeu saccadé de l'escarpement de Désirade au cours de l'inversion de polarité et du basculement vers la fosse de la zone. Ceci pose le problème du rejeu de l'escarpement de Désirade supposé inactif pendant la période considérée. Les cartes d'épaisseurs des séquences de l'éperon montrent le rôle de l'escarpement de Désirade sur la répartition des dépôts vers le sud et les érosions au Nord (Figure VI.2). Nous sommes donc menée à proposer que cette structure hérité subit des réactivations ponctuelles au cours de la période d'étude et ne constitue pas une structure inactive négligeable dans l'évaluation des risques.

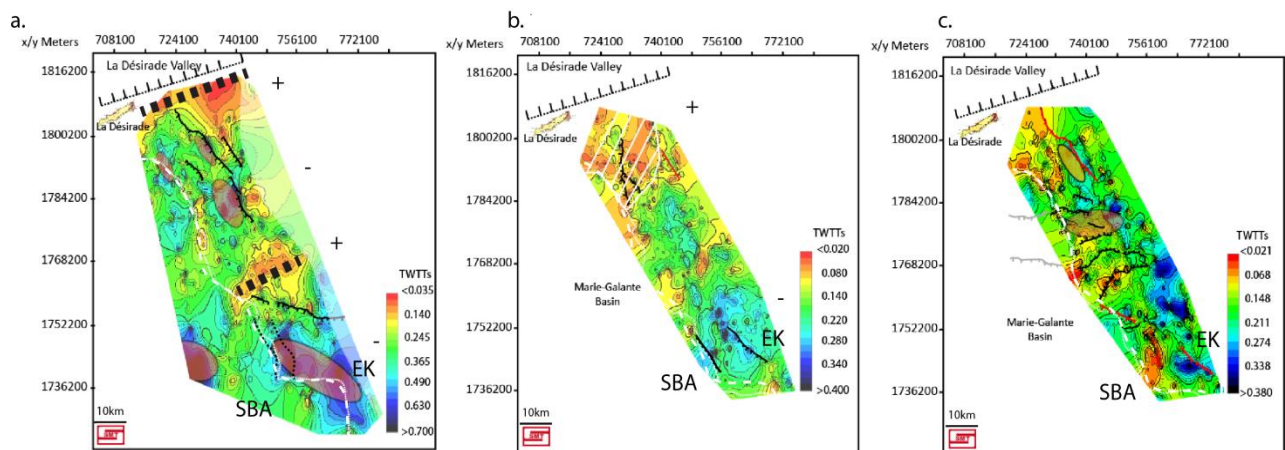


Figure VI.2 Cartes d'épaisseur des séquences de l'Eperon Karukéra en second temps double. L'échelle de couleur est inversée pour rendre compte des zones bathymétriquement plus élevées (rouge). L'île de La Désirade est indiquée au Nord- Ouest de l'éperon a. Épaisseur de la Séquence 1 (Us1 et Us2). b. Épaisseur de la séquence 2_{EK}. (Us3_{EK}) c. Épaisseur de la Séquence 3 (Us4_{EK} à Us7). Ellipse : dépôts centres principaux. Trait blanc pointillé : limite de l'Eperon Karukéra (EK) et du Sous-Bassin Arawak (SBA). Traits noirs pointillés gras : Haut bathymétrique associé au socle. Traits noirs à barbules : Failles normales. Traits rouges à barbules : Failles normales réactivées. Traits gris gras à barbules : Escarpement de Désirade. Hachures blanches : Zone d'érosion majeure. Signe (+) : Zone de surrection locale. Signe (-) : Zone de subsidence locale.

VI.2. Évolution tectonique et sédimentaire du Bassin de Marie-Galante

L'ensemble des données sismiques, stratigraphiques, faciologiques et séquentielles permettent de reconstituer, pour la première fois, une l'évolution paléo-environnementale et tectonique du Bassin de Marie-Galante. Ce travail permet de dresser une chronologie des différentes phases tectoniques et sédimentaires de l'avant-arc des Petites Antilles depuis l'arrêt du volcanisme de l'arc ancien jusqu'à l'Actuel probablement depuis le Paléogène (~40Ma à l'Éocène) en considérant les échantillons dragués par ARCANTE1 au large de La Désirade et de La Grande-Terre.

Les descriptions et analyses biostratigraphiques des échantillons KaShallow et ARCANTE utilisés pour définir les environnements de dépôts aux différentes époques sont présentées en [Annexes 2](#) et [Tableau IV.3 \(Chapitre IV, § IV.7.4.\)](#).

On constate que les unités les plus profondes du bassin ennoient un socle acoustique interprété comme volcanique à l'Ouest du bassin, différent de celui identifié sur le bloc Karukéra-Désirade plus à l'Est. L'ensemble de la couverture sédimentaire enregistre des épisodes tectoniques extensifs associés à deux systèmes de failles majeures : un système hérité et un système néoformé.

VI.2.1. Paléocène-Eocène

Nous avons vu que le système hérité est issue de l'histoire précoce de la plaque Caraïbe, avec une tectonique décrochante N40°E et N130°E crétacée observable à La Désirade (*Corsini et al., 2011* et *Lardeaux et al., 2013*) (e.g. [Figure IV.6](#)). Ces directions héritées sont réactivées en failles normales pendant les premières étapes de la mise en place du bassin soit probablement au cours du Paléocène et de l'Éocène. En effet, un régime extensif affecte l'avant-arc et réactive certaines failles N40°E du substratum au niveau de l'Éperon Karukéra (e.g. [Figure V.6](#)). Cet épisode s'accompagne d'un basculement du bassin vers le Sud-Est et du développement local d'une paléovallée au centre de l'éperon émergé à l'époque. Cette tectonique est contemporaine d'un approfondissement vers le Sud du bassin, probablement liée au jeu de l'escarpement de Désirade. L'initiation

de cette extension est difficile à dater dans l'état actuel des connaissances. Il semble toutefois raisonnable de proposer un âge éocène. En effet, les séries draguées au Nord-Est de La Grande-Terre lors de la campagne ARCANTE1 ont mis en évidence des formations pararécifales d'âge éocène à environ 1000m de profondeur alors que les séries de même âge sont à la base du bassin plus au Sud. Ceci suggère que la topographie du bassin éocène en pente vers le Sud, était déjà acquise. À la fin de cette période, on observe une subsidence généralisée s'exprimée par un comblement des paléovallées du socle mésozoïque auparavant émergé (Us1-EK).

VI.2.2. Oligo-Miocène inférieur

Au cours de l'Oligo-Miocène inférieur, une deuxième phase d'extension réactive localement des structures de second ordre d'orientation $N130\pm5^\circ E$. Cette tectonique s'exprime au Sud de l'éperon et probablement vers le NE, au niveau de l'emplacement actuel du canyon de Marie-Galante ainsi que sur Grande-Terre (*e.g.* [Figure IV.6](#), [Figure IV.15](#), [Figure IV.16](#) et [Figure VI.3](#)). Au nord de l'éperon, les failles normales initiées présentent une direction $\sim N160^\circ E$ qui est plus subméridienne que celles du Sud. L'extension responsable de la réactivation en jeu normal des failles d'orientation $N130^\circ E$ du Sud de l'éperon semble aussi responsable des structures néoformées qui s'initient au Nord. Ceci suggère que les failles $N130^\circ E$ héritées constituent des zones de faiblesses réactivées avant l'expression définitive du système $N160^\circ E$ qui structure l'éperon. Cet épisode tectonique se traduit également par une subsidence du Sud de l'éperon. À cette époque, l'éperon constituait une plate-forme carbonatée peu profonde, récifale à para-récifale, formant la plate-forme Karukéra. Celle-ci formait un domaine plus large reconnu au niveau des Sous-Bassins Flandre et Arawak, à l'ouest de l'éperon actuel. Elle s'étendait probablement jusqu'au Nord-Est de la Grande-Terre qui constituait déjà un point haut (*e.g.* [Figure IV.17](#), [Figure VI.1](#), [Figure VI.3](#) et [Annexes 2](#)). Les profils montrent une variation du faciès sismique de l'unité Us_{2-EK} selon un axe NW-SE. En effet, des faciès sismiques récifaux sont identifiés au Nord tandis qu'au Sud le faciès est bien lité (E2). L'échantillon KS38 localisé au sud de l'éperon révèle un wackstone à packstone à foraminifères benthiques riche en *Miogypsina* sp., caractéristique d'un environnement un peu plus profond et de plus faible énergie. Cela confirme que la plate-forme possédait déjà une polarité NW-SE et qu'elle s'étendait

jusqu'au Sud. À l'Ouest de la plate-forme Karukéra, un bassin profond se développait, ennoyant progressivement l'arc ancien (dépôts de E-1, E1 et E2). Ce bassin enregistre une sédimentation pélagique riche en éléments volcaniques attribués soit à l'arc ancien, soit de son démantèlement (échantillons BMG2, BMG4 d'âge Burdigalien ([Figure VI.3a.](#) et [Annexe 2](#)).

Enfin, une baisse du niveau marin relatif engendre une érosion majeure (Sfc2) à la fin de la séquence 1 sur l'ensemble de la plate-forme Karukéra et La Désirade. Cette érosion est interprétée comme une surface d'abrasion au niveau du NAP et du SBF. Elle est probablement aussi enregistrée sous Grande-Terre.

VI.2.2 Miocène Moyen –Miocène Supérieur

Au cours du Miocène Moyen –Miocène Supérieur, une troisième phase d'extension provoque un basculement vers la fosse du bassin et le jeu de failles N180°-160°E. Ces structures se concentrent dans un premier temps sur la bordure ouest de l'éperon actuel puis se propagent dans tout le bassin. Elles provoquent une fragmentation du bassin selon des horsts et des grabens d'orientation NW-SE, parallèles au front de subduction et perpendiculaires à l'escarpement de Désirade.

Dans la mesure où ils se localisent dans la zone photique, les horsts sont le siège d'une sédimentation carbonatée peu profonde ou d'une sédimentation pélagique (*e.g.* Eperon Karukéra), alors que les grabens voient s'accumuler des ensembles turbiditiques et contouritiques. Au cours de la séquence 3, l'ensemble du bassin bascule progressivement vers la fosse. Cet épisode s'accompagne : (1) de surrections et subsidences différentielles à l'échelle du bassin, contrôlées par les blocs structuraux d'orientation N180°-160°E et (2) de la mise en place du volcanisme de l'arc actuel au niveau de la Dominique ([Figure VI.3.b.](#)). En effet, le basculement observé est en partie accommodé par l'activation de failles d'orientation N180-N160°E et s'accompagne d'une phase de subsidence du bassin. Ces failles recoupent la plate-forme Karukéra, la réduisant à un axe bathymétrique haut, plus étroit, correspondant à sa configuration actuelle. Cet épisode tectonique est responsable de la segmentation de cette plate-forme, de l'érosion de sa partie nord ainsi que de la formation des sous-bassins SBF, SBPT et du sud SBA. À l'Est, il s'accompagne d'une

subsidence rapide de la plate-forme Karukéra et des sous-bassins néoformés. À l'Ouest, il s'exprime selon deux failles d'orientation N170°-160°E à vergence ENE qui semblent s'aligner et s'enraciner dans le socle de l'arc ancien (Figure IV.19 et Figure VI.1). Ces failles accentuent la subsidence de la partie centrale du bassin et accommodent la remontée de l'ouest de la marge suite au basculement du bassin vers la fosse. Il se forme ainsi une large plate-forme s.s. selon l'axe SBK, Marie-Galante et La Grande-Terre parallèle à l'axe de l'éperon. Cette plate-forme se met en place au cours des séquences 4 à 6, développe une pente distale. Elle est plus haute topographiquement que le SBA et l'éperon et demeure perché sur la marge actuelle (Figure VI.1 et Figure VI.3.c.). Cette période marque un changement majeur dans la physiographie du bassin et a un impact direct sur la sédimentation. Dans les zones profondes, une sédimentation de bassin associée à des cônes sous-marins se met en place en réponse aux courants de turbidités et de contours, probablement alimentés par une zone émergée ou de talus (*e.g.* Grande-Terre et éperon).

VI.2.3. Miocène Supérieur

L'axe volcanique de l'arc actuel se met en place au Nord-Est de l'île de la Dominique selon *Lindsey et al.* (2005) à ~7Ma. À cette période, l'éperon est totalement dissocié du reste du bassin. Il forme un haut-fond bathymétriquement plus élevé au Nord et connecté avec la partie Nord-Est du bassin au niveau du SBF et de la Désirade. Sa faible épaisseur sédimentaire et les érosions multiples suggèrent qu'il demeure sous faible tranche d'eau et émerge régulièrement. Il présente une sédimentation de plate-forme peu profonde (échantillon 37D), tout au moins dans sa partie Nord (NAP et CAP) pendant que le Sud (CAP) subside et avec une sédimentation pélagique (échantillon KS41, ooze à foraminifères planctoniques). Pendant cette période, le SBA subside également et montre un important système de chenaux-levées et de cônes sous-marins dans sa partie nord suggérant un apport proximal localisé au Nord-Ouest du bassin. En effet, l'initiation et le développement des failles N130°±5E au niveau de la future vallée de Marie-Galante canalisent les axes de drainage dans cette direction.

À la fin du Miocène supérieur, vers 8Ma, le SBK ainsi que la zone associée à l'île de Marie-Galante et de Grande-Terre subissent une surrection généralisée selon un axe ~160°E soit la

direction de l'arc volcanique naissant dans la zone. Les systèmes de failles d'orientation N160°E s'accroissent pour définir une gouttière centrale au niveau de SBA. Ces failles semblent accommoder le bombement selon l'axe ~NS, SBK et Marie-Galante Grande-Terre généré par la remontée de la marge à l'Ouest. Ce bombement semble aussi provoquer d'une augmentation de l'incision du canyon de la future Vallée de Marie-Galante. Il s'en suit une érosion régionale (Sfc_{3.5}) dans le bassin entre 8 Ma et 5.3 Ma. Cette discordance a été identifiée à terre à Marie-Galante sous sa plate-forme Plio-Pléistocène et correspond probablement à une émergence de La Désirade. Cette érosion est aussi reconnue au Nord de l'éperon et localement au Nord du SAP, tandis qu'au Sud du SAP cet épisode est marqué par une discordance angulaire indiquant un basculement vers ~l'Est. Sfc_{3.5} est également responsable d'une réduction de l'épaisseur sédimentaire au Nord de l'éperon et du SBF.

À 5.4 Ma, le complexe volcanique de la Dominique cesse de fonctionner et enregistre une discordance majeure, suivie d'une reprise du volcanisme à 4 Ma (Pliocène Inférieur). L'évènement responsable de cette phase de surrection et de basculement du bassin semble donc se traduire par un arrêt du volcanisme entre 5.4 et 4 Ma (*Lindsay et al.*, 2005) ([Figure VI.3d.](#)).

VI.2.4. Pliocène Inférieur

Au Pliocène inférieur, le Sous-Bassin Kubuli, la marge de Marie-Galante et celle de Grande-Terre constituent un point haut qui domine le reste du bassin. Cet axe surélevé et parallèle à l'arc développe une large plate-forme peu profonde, à l'image de la plate-forme Karukéra à la fin du Miocène inférieur. Suite à la dernière surrection régionale, la subsidence reprend dans l'avant arc et s'accompagne d'une quatrième phase d'extension. Cette phase réactive les failles normales d'orientation N130±5°E et N160°E puis active de nouvelles failles normales d'orientation N90°±10°E. Ces dernières néoformées, vont provoquer la création du proto-canyon de Marie-Galante qui incise la marge depuis le Miocène moyen. Cette tectonique est à l'origine d'une remontée locale de bloc au niveau des futures îles de Marie-Galante et Grande-Terre et de l'individualisation du SBPT.

Les zones les plus élevées, *i.e.* SBK, Marie-Galante, Grande-Terre et la partie nord de l'Eperon Karukéra, sont le siège d'une sédimentation carbonatée peu profonde à algues rouges. En revanche, le SBA développe des systèmes contouritiques de plus en plus

développés aux pieds des escarpements (*e.g.* bordure ouest de l'éperon). Il s'ouvre vers le SSE où la sédimentation s'épaissit de La Dominique puis vers le prisme ([Figure VI.3.e.](#)).

VI.2.5. Pliocène Supérieur

Au Pliocène supérieur, les centres éruptifs de l'arc interne se mettent en place au Nord de Basse-Terre et aux Saintes (*Samper et al., 2007* et *Zami et al., 2014*). Cet épisode volcanique s'accompagne d'une surrection du Nord et localement de l'Ouest du bassin. L'extension responsable de la formation des failles normales d'orientation N90°E se poursuit au niveau de la Vallée de Marie-Galante. Elle s'accompagne de la réactivation de failles d'orientation N130°±5° à vergence Nord et génèrent un basculement des têtes de blocs vers le Sud et amplifie les reliefs. D'autre part, ces reliefs sont accentués par l'incision continue du Canyon de Marie-Galante d'orientation N130°E à mesure que la marge subit une surrection dans sa partie ouest. Cet événement tectonique réactive aussi les failles N130°E du Nord du bassin, permettant l'émersion de La Désirade ainsi que le développement de formations récifales à pararécifales dans la moitié nord, non émergée, du bassin. Au même moment, le basculement continu de l'éperon vers la fosse provoque des glissements gravitaires de son flanc est vers le prisme et une intensification de l'activité des canyons ([Figure VI.3.e.](#)).

VI.2.6. Pliocène Supérieur à l'Actuel

Au Pliocène supérieur, les failles d'orientation N90°E se propagent dans le bassin et forment le graben central de l'éperon uniquement à l'aplomb de la paléovallée reconnue dans le substratum. Le jeu des failles N160°±10E continue (*e.g.* [Chapitre IV](#), [Figure IV.7](#) et [Figure IV.8](#)) au nord de l'éperon et un basculement tardif des séries supérieur de l'éperon vers la fosse suggèrent que l'extension perpendiculaire au bassin se poursuit. La sédimentation du bassin est marquée par une migration vers le Sud-Est des dépôts centres qui sont remobilisés au niveau du Canyon de la Dominique ([Figure VI.3g.](#)).

Au Pléistocène moyen (0.6 - 0.3 Ma), le bassin enregistre une surrection régionale qui s'accompagne de la réactivation de toutes les directions de failles précédemment

identifiées. Cette surrection génère une émergence locale et finale des zones topographiquement les plus élevées. Elle a lieu au niveau du bombement parallèle à l'arc, des compartiments de failles surélevés, du Nord de Grande-Terre jusqu'à la zone de Marie-Galante, ainsi qu'au niveau de l'escarpement de Désirade. Il en résulte que les plates-formes peu profondes plio-pleistocènes affleurent au niveau de ces îles. L'éperon s'étend en position plus distal par rapport au bombement qui voit son axe bathymétrique s'approfondir continuellement vers le Sud. Au nord, les parties les moins profondes de celui-ci sont le siège du dépôt d'une petite plate-forme au niveau du Banc Flandre.

Conclusion

Depuis le Miocène inférieur, le Bassin de Marie-Galante enregistre des phases de surrections et de subsidences différentielles en raison d'une extension continue perpendiculaire à l'ensemble du bassin. Dans un premier temps, les failles N130°E sont réactivées et forment des géométries en relais lors du développement du système néoformé N180-160°E du Système Karukéra.

Au Miocène Moyen, le bassin bascule vers la fosse et sa marge occidentale se surélève, toujours en contexte distensif. Cette tectonique extensive contrôle : 1) la mise en place d'une gouttière centrale d'orientation N160°E préalablement inclinée vers le SE (Escarpement de Désirade) qui permet le drainage des sédiments vers le Sud-Est du bassin et 2) la mise en place de hauts-fonds qui sont le siège d'une sédimentation de plate-forme peu profonde allongées parallèlement à la subduction sur le sommet de la marge. Cette tectonique est probablement aussi responsable de la mise en place des centres éruptifs de l'arc interne plus à l'Ouest qui s'organisent selon la même direction. Au Pliocène inférieur, un nouvel épisode tectonique extensif avec une composante parallèle au bassin, réactive à nouveau en failles normales, les failles héritées d'orientation N40°E et N130°E dans l'ensemble du bassin et induit la néo-formation d'accidents N90°E.

L'activité synchrone et tardive de failles normales d'orientations diverses peut s'expliquer de deux façons : 1) la superposition de deux directions principales d'extension sub-orthogonales, une perpendiculaire et l'autre parallèle au bassin ; 2) une fracturation de

type extrados liée à la flexure de grande longueur d'ondes du bassin en réponse à un fort couplage mécanique à l'interface de subduction.

Il en résulte que les mouvements verticaux régionaux et locaux du bassin posent les questions du rôle des processus de subduction dans une telle déformation long terme dans le Bassin de Marie-Galante.

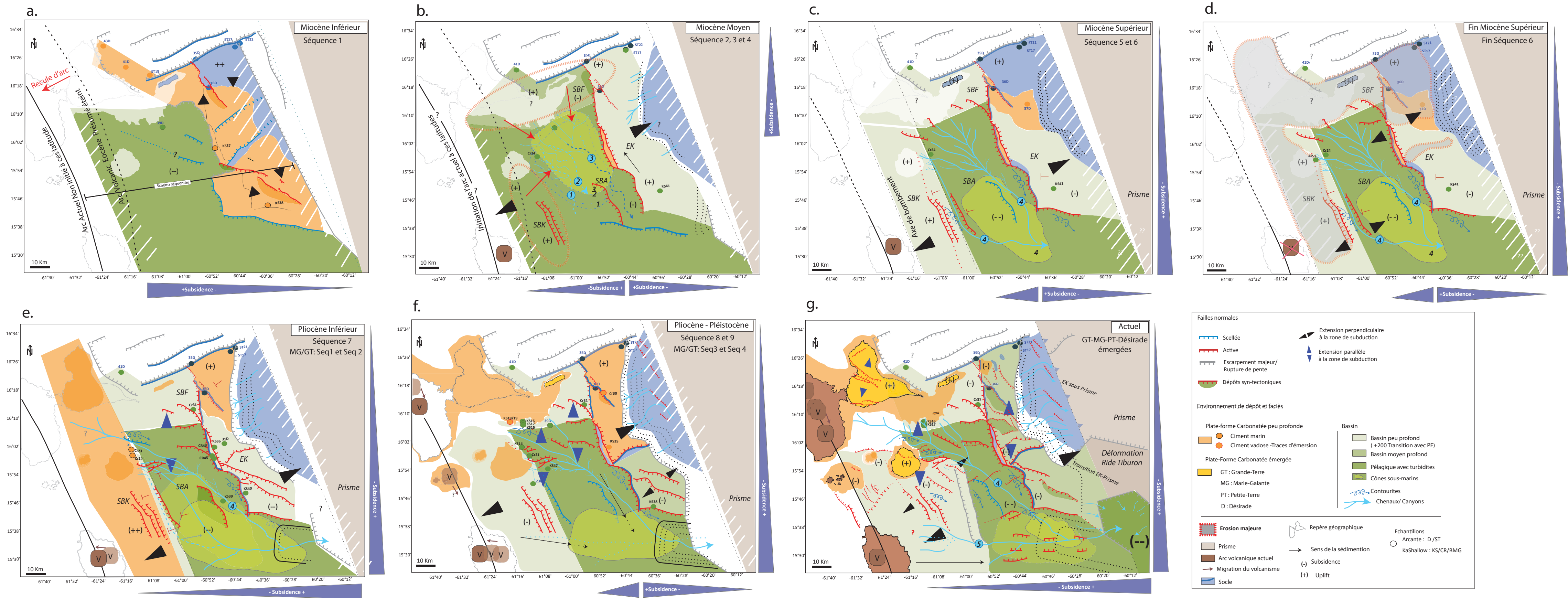


Figure VI.3 : Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin de Marie-Galante au cours du Néogène

Partie IV : Discussion et Conclusion

Chapitre VII Discussion

Situé sur la marge antillaise à ~50 km du contact entre les plaques Caraïbe et Nord et Sud-Américaine, le bassin avant-arc de Marie-Galante subit une déformation continue depuis le Paléogène jusqu'à l'Actuel. Il fait l'objet d'une tectonique extensive qui le structure au moins depuis l'Éocène supérieur. Celle-ci génère des mouvements de surrection et de subsidence locaux en réponse à des mouvements de plus grande amplitude. Ces mouvements verticaux locaux et régionaux sont à l'origine de changements majeurs dans l'hypsométrie du bassin et soulèvent la question des moteurs des déformations.

Dans ce chapitre, nous discuterons dans un premier temps de nos résultats sur l'évolution tectonique et sédimentaire du bassin et de comment celui-ci enregistre les mouvements verticaux de grande amplitude de la région. Nous aborderons le rôle des structures de premier et second ordres dans le contrôle de la sédimentation et de la subsidence à l'échelle du bassin. Nous montrerons qu'à ces latitudes l'avant-arc enregistre une subsidence lente et continue interrompue par des basculements et des phases brèves de surrection marquée par les surfaces de discontinuité.

Les formations récifales et les surfaces de discontinuité majeure constituent des repères paléobathymétriques fiables, calibrés bio-stratigraphiquement à travers l'ensemble du bassin, ces repères permettent de proposer une quantification moyenne des mouvements verticaux de la zone. Les vitesses de subsidence seront comparées à celles d'autres marges pour tenter de proposer un modèle dans la zone d'étude.

Dans un second temps, nous discuterons du régime tectonique de la marge des Petites Antilles et du rôle de la subduction d'aspérités dans la variation spatiale de son comportement. Nous mettons en évidence une extension perpendiculaire à l'arc continue associée à un recul de l'arc volcanique au moins depuis le Miocène Inférieur ainsi qu'une forte subsidence. Ces résultats suggèrent que la marge antillaise montre les caractéristiques d'une marge en érosion au niveau du Bassin de Marie-Galante.

VII.1. La tectonique de la plaque supérieure

L'analyse sismo-stratigraphique et structurale a permis distinguer quatre systèmes de failles normales et deux basculements qui accommodent trois phases d'extension dans le Bassin de Marie-Galante. Ces extensions semblent se mettre en place dès les premiers dépôts du bassin à l'Éocène et se poursuivent jusqu'à l'Actuel.

VII.1.1. La première phase d'extension Éocène supérieure à Oligo-Miocène inférieur

La première phase d'extension identifiée est subparallèle à la marge et semble contrôler un système hérité d'orientation $N50^{\circ} \pm 10^{\circ} E$ supposé d'âge Éocène supérieur. Elle est probablement responsable de la formation de l'escarpement majeur de La Désirade et par conséquent d'un basculement généralisé du bassin vers le SSE. Les échantillons dragués au Nord-Est de Grande-Terre (ARCANTE1, *Andreieff et al.*, 1979) et notre étude sismo-stratigraphique permettent d'estimer ce premier basculement à la fin de l'Éocène. Ce basculement fait affleurer les séries les plus anciennes de la zone d'étude au Nord tandis qu'elles sont localisées à plus de ~4.5s à 5s td de profondeur au Sud. Le seul événement géodynamique majeur connu à la fin de l'Éocène est l'initiation de la collision du Banc de Bahamas au Nord-Ouest de la marge jusqu'à sa fin au Miocène inférieur (*Pindell et al.*, 2010; *Escalona and Mann*, 2011 ; *van Benthem et al.*, 2013) (Cf. [Chapitre II](#) et [Figure VII.1](#)). Avant cette période, la subduction est supposée moins oblique au Nord de la marge (*Pindell et al.*, 2010). Cette collision a-t-elle eu des répercussions sur la marge antillaise dans l'intervalle Éocène-Miocène inférieur ?

Les reconstitutions cinématiques montrent une augmentation du rayon de courbure de la bordure orientale Caraïbe depuis le début de la collision au Nord-Ouest jusqu'à sa fin (*Escalona and Mann*, 2011, étape 3 à 5, [Figure VII.1b](#)). Cette collision semble induire une flexure de la marge selon un axe vertical à la plaque Caraïbe entre la ride d'Aves et le prisme ([Figure VII.1b](#)). L'augmentation du rayon de courbure de la bordure orientale Caraïbe pourrait avoir joué un rôle sur la fracturation de la marge et généré de grandes structures transverses dans la zone avant-arcs. On peut supposer que l'augmentation de ce rayon de

courbure pourrait être à l'origine des structures de premier ordre (entre -3000 m et -5000 m de dénivelé) du domaine avant-arc qui sont du Sud vers le Nord, les vallées de La Désirade, d'Antigua, de Saint-Barthélemy et le passage d'Anegada. Leurs hauteurs et leurs répartitions suggèrent une fracturation de la marge en « extrados » mais ceci reste à démontrer. Ce type de déformation a été appréhendé à l'Actuel dans les zones de subduction courbées (*e.g.* marge des Mariannes, *Heeszel et al.*, 2008 , ou marge du Ryukyu centre et Sud, *Nakamura*, 2004). Le Bassin de Marie-Galante est en position centrale et externe vis-à-vis de la potentielle courbure orientale de plaque Caraïbe et est limité au Nord par l'escarpement de Désirade. Son basculement vers le Sud-Sud-Est par cet accident semble être en accord avec la déformation probable de la marge au cours de cette période. Nous supposons que ce premier basculement du bassin pourrait être une des conséquences de la collision avec le Banc de Bahamas et de l'initiation d'une fragmentation le long de la marge pour accommoder l'augmentation de rayon de courbure. L'organisation de cette fracturation en extrados de la marge expliquerait la déformation radiale déduit des modèles gravimétriques et magnétiques proposés par *Gailler et al.* (2013) ([Figure VII.1a](#)).

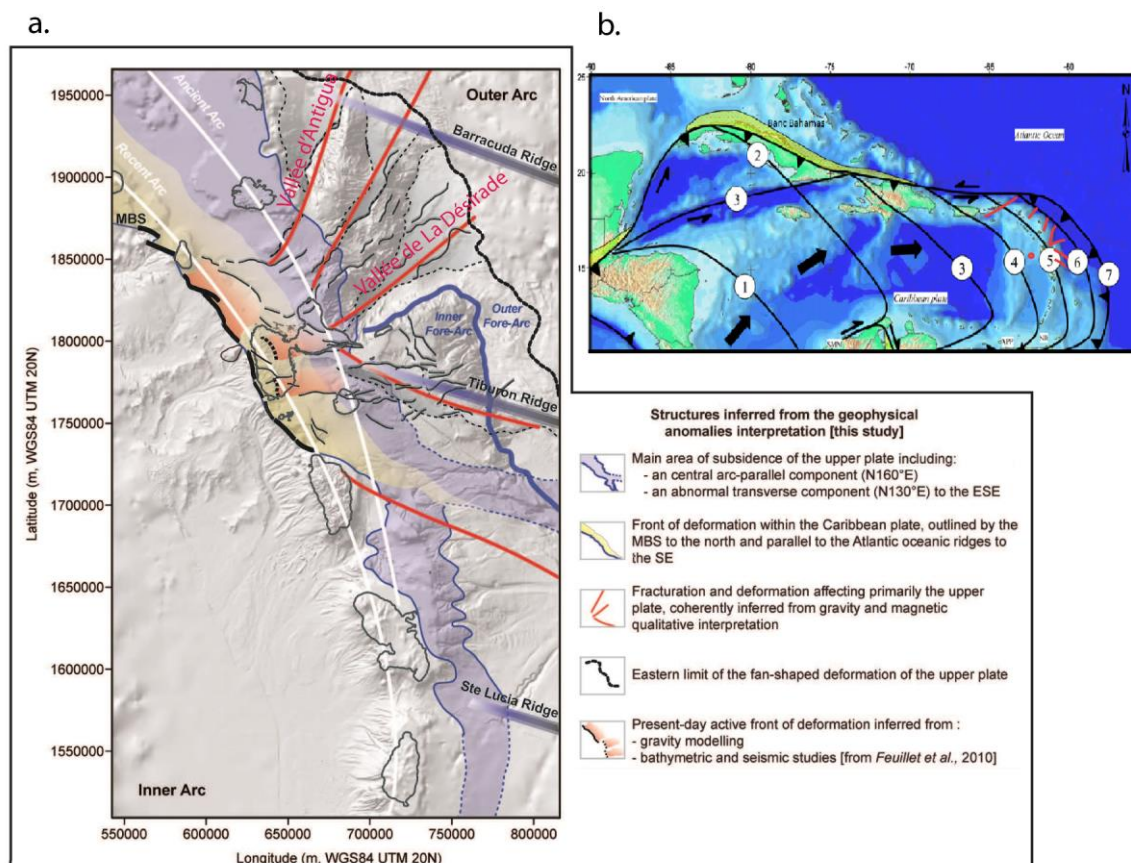


Figure VII.1 a. Fracturation et déformation de la marge antillaise d'après les modèles gravimétrique et magnétique de Gailler *et al.* (2013). b. : Déplacement vers l'est diachronique de la plaque Caraïbe par rapport aux plaques du Nord et d'Amérique du Sud avec des lignes noires numérotées représentant les emplacements présumés de bordure de la plaque des Caraïbes en fonction du temps. 1 /Crétacé supérieur (~80 Ma). 2/ Paléocène moyen (~60 Ma). 3/Éocène moyen (~44 Ma). 4/Oligocène moyen (~30 Ma). 5/ Miocène moyen (~14 Ma). 6 /Pliocène (~5 Ma). 7 /Actuel (modifié d'après Escalona and Mann, 2011).

VII.1.2. La deuxième phase d'extension Oligo-Miocène inférieur au Miocène supérieur

Le BMG montre la superposition verticale de quatre bassins séparés par des discordances régionales (Figure VII.2). L'évolution de ces bassins révèle une inversion tectonique à partir du Miocène moyen, marquée par : 1) la progradation vers la fosse des séquences du Sous-Bassin Kubuli s (*e.g.* Chapitre VI, Séquences S_5 à S_9 et Figure VII.2) ; 2) une migration des dépôts-centres vers le Sud-Est dans le Sous-Bassin Arawak et qui se poursuit encore à l'Actuel (Figure VII.2). Ce changement de la dynamique sédimentaire est marqué par une deuxième phase d'extension perpendiculaire à la marge qui s'exprime essentiellement au Néogène. Dès l'Oligo-Miocène inférieur, elle est accommodée par des

failles normales d'orientation N130°-N150°E sur la plate-forme Karukéra puis à partir du Miocène moyen par des failles d'orientation N160°-N180°E. Ce dernier système de failles normales segmente le BMG en un sous-bassin à l'Ouest et l'Éperon Karukéra à l'Est. Cette seconde extension s'accompagne d'une subsidence et d'une inversion de la polarité du bassin en réponse à un basculement vers la fosse qui semble se poursuivre encore actuellement à l'Est du bassin.

Ce second basculement génère la mise en place progressive d'une charnière d'axe NNW-SSE au niveau de l'arc externe à la longitude du SBK et des îles de Grande-Terre et Marie-Galante ([Figure VII.2](#) et [Figure VII.3](#), n°2). La remontée de la marge à l'Ouest vers l'arc volcanique permet l'installation d'une large plate-forme s.s subméridienne au niveau de l'arc externe tandis que l'Est du bassin subsiste (*i.e.* SBA et Eperon Karukéra). Cette inversion tectonique semble se produire pendant la période de recul de la ligne volcanique vers le « continent » (l'Ouest). Il est concomitant de la mise en place d'une flexure progressive de l'avant-arc qui se matérialise par un bombement au niveau des îles calcaires actuelles. Ce bombement s'exprime localement par des failles d'extrados de faible rejet et qui s'enracinent peu en profondeur (*Cf.* [Chapitre IV](#), [VI](#) et [Figure VII.2](#)).

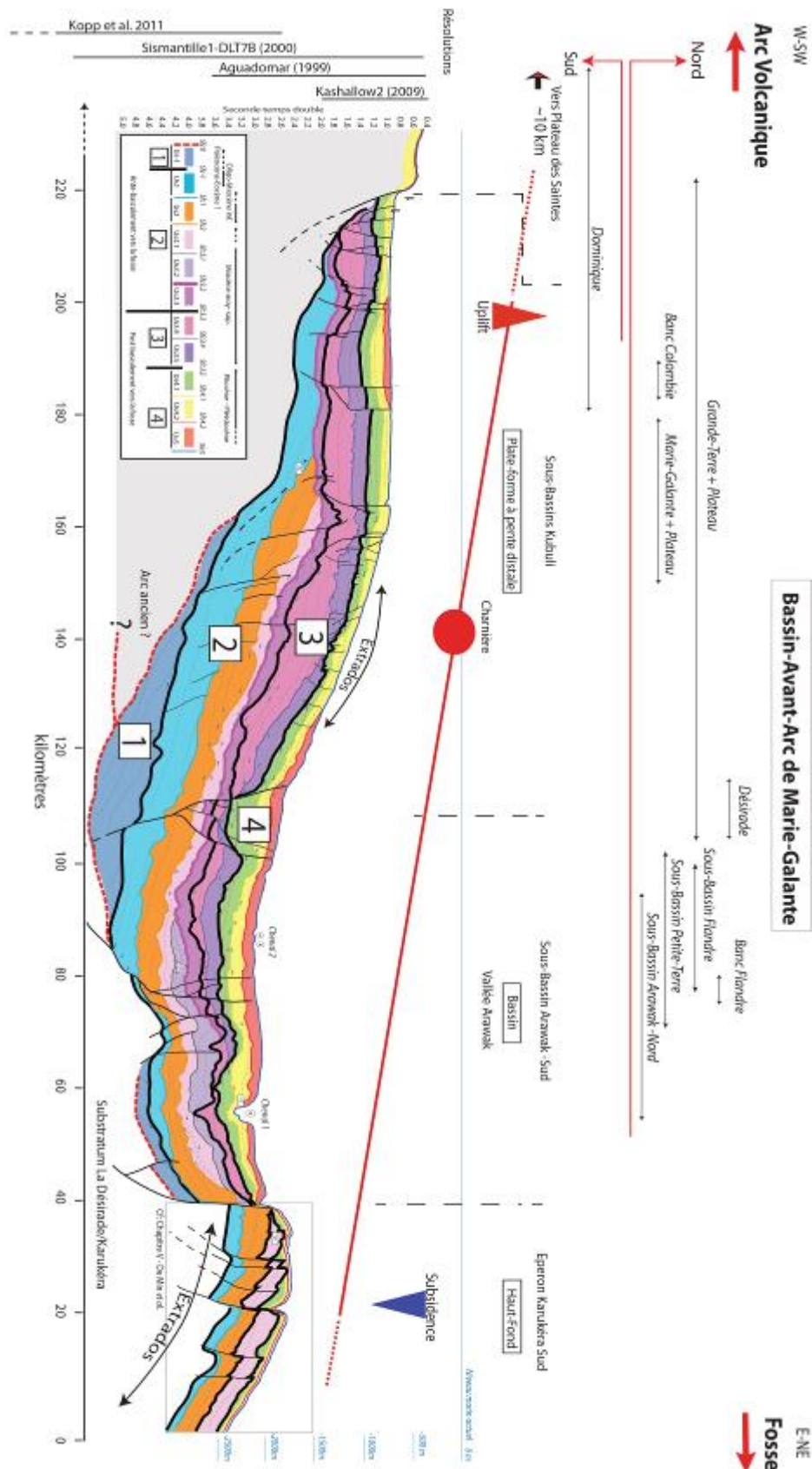


Figure **VII.2** Coupe d'orientation WSW-ENE transvers au Bassin de Marie-Galante montrant la mise en place d'une charnière de déformation long terme au niveau des îles calcaires.

La charnière observée semble comparable avec celle qui a été identifiée sur les marges Izu-Bonin, Pérou et Japon Nord. En effet, ces marges montrent que la subsidence de la marge vers la fosse est associée à un soulèvement au niveau de l'arc et d'un recul de la ligne volcanique (Lallemand, 1995). Toutefois, contrairement à ces marges celle des Petites Antilles présente un taux de convergence très faible de 20 km/Ma et un retrait de la ligne volcanique croissant vers le Nord (entre 5 et 50 km).

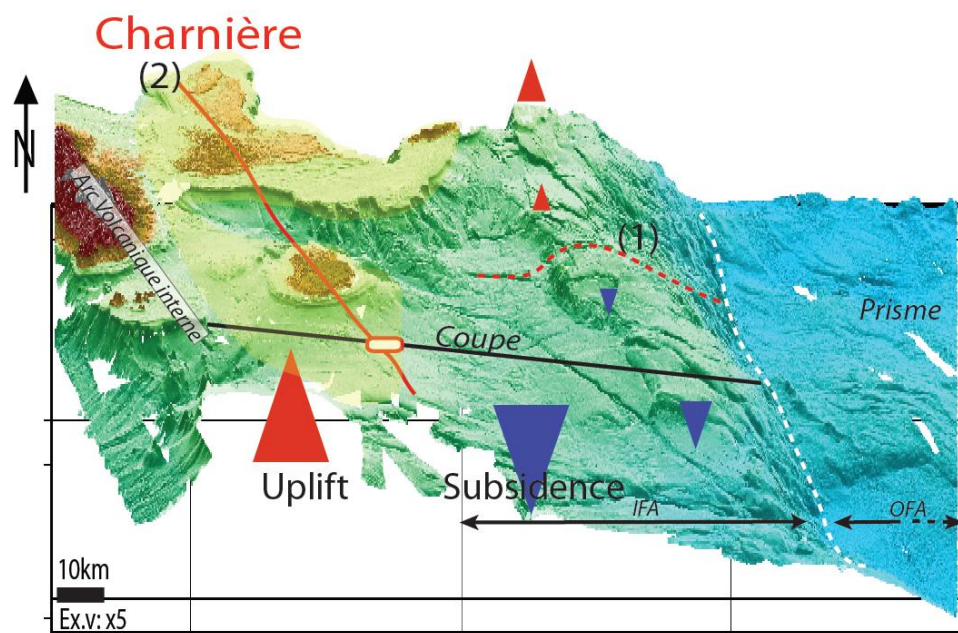


Figure VII.3 Mouvement verticaux régionaux identifié au niveau du Bassin de Marie-Galante. (1) Ligne rouge pointillée : charnière du basculement de Désirade vers le SSE à l'Éocène-Oligocène ; (2) Ligne rouge : charnière du basculement vers la fosse Miocène moyen au niveau des îles calcaires et du Sous-Bassin Kubuli (contour jaune). Triangle rouge : surrection. Triangle bleu : subsidence. IFA : Avant-arc interne (inner fore-arc) ; OFA : avant-arc externe (outer fore-arc).

À terre, nous mettons en évidence cette même subsidence de l'arc externe depuis le Miocène supérieur, ponctuée de 3 épisodes de surrection rapide (fin du Miocène vers 8 Ma, Pliocène-Pléistocène entre 3 et 1.8 Ma environ et Pléistocène moyen vers 1 Ma), associés localement à l'activité de failles normales de direction N130°E. L'étude menée dans le bassin est donc en phase avec les données à terre (Münch *et al.*, 2013 et 2014).

Avec cette nouvelle étude, nous mettons aussi en évidence que les plates-formes néritiques des îles calcaires sont localisées sur un bombement bathymétrique au niveau de la charnière de déformation long terme qui affleurerait sous une faible tranche d'eau. Ces zones permettent alors un enregistrement des variations eustatiques à plus haute résolution (*e.g.* Léticée, 2008 ; Cornée *et al.*, 2012 et Münch *et al.*, 2013 et 2014) ainsi que les soulèvements locaux de faible amplitude des îles. Par exemple, l'apparition de quatre terrasses marines

soulevées a été observé à l'Est de Marie-Galante (*Battistini et al*, 1986 ; *Feuillet et al*, 2004) et sur l'île de La Désirade (*Battistini et al.*, 1986; *Feuillet et al.*, 2004; *Lardeaux et al.*, 2013). A La Désirade, les deux terrasses les plus basses demeurent à la même altitude autour de l'île. A Grande-Terre, on observe également une terrasse marine soulevé à une altitude assez constante de + 5 m autour de l'île (*Battistini et al.*, 1986). Ces soulèvements homogènes sans basculement significatif semblent en accord avec la position de la ligne de pivot entre une zone subsidente à l'Est et la légère remontée de la marge vers l'arc volcanique.

Le schéma séquentiel du bassin montre l'initiation du changement de sa polarité et la mise en place de cette charnière probablement en accord avec un changement de régime de la marge. Effet, *Lallemand* (1994 et 1995) propose que le seul modèle qui rende compte à la fois de la subsidence de la marge, du retrait simultané de la ligne volcanique et de la mise en place d'une charnière soit celui de l'érosion tectonique. Dans le BMG, ce maximum de subsidence est observé au Sud-Est et parallèlement à l'axe de la ride de Tiburon (*Gailler et al.* 2013, [Figure VII.1a](#) et cette étude). L'implication de cette ride dans les processus d'érosion et de subsidence de la marge peut donc être suspectée, mais il reste encore à vérifier.

Néanmoins, nous suggérons que la subsidence long terme enregistrée est provoquée par de l'érosion à l'interface de subduction (*Lallemand et al.* 1994 ; *Clift et Vannucchi*, 2004). Cette subsidence aussi enregistrée à proximité de l'arc actuelle (*Leclerc et al.*, 2014) est probablement en partie induite par le balayage d'aspérités telle que les rides de Tiburon et Sainte-Lucie depuis leurs initiations et/ou à des processus réajustements le long de zones de fracture de la lithosphère plongeante.

VII.1.3. La troisième phase d'extension du Pliocène inférieur à l'Actuel

Une troisième phase d'extension parallèle à la marge s'exprime dès le Pliocène inférieur et non au Pléistocène supérieur comme le suggèrent *Feuillet et al.* (2004). Cette dernière phase réactive tous les systèmes de failles précédemment initiés et permet la néoformation de failles normales d'orientation $N90^{\circ} \pm 10^{\circ} E$ transverses au bassin (*Cf. Chapitre*

VI). Cette extension s'accompagne d'un basculement plus tardif vers la fosse au cours du Pléistocène (*e.g.* post Us_{5-EK}) essentiellement au Nord de l'Eperon Karukéra. Dans cette zone, ce basculement est accommodé par la réactivation du système de failles normales d'orientation N°150E-N180°E toutes à vengeance Ouest à Sud-Ouest (vers l'arc). Ainsi en réponse au basculement continu de la marge vers la fosse, nous observons le développement d'une série de blocs basculés le long des failles normales N150-160° sur l'éperon ce qui accélère le développement des canyons de son flanc oriental. Le basculement général de la marge permet aux blocs inférieurs des failles normales de se retrouver topographiquement les plus hauts (*Cf.* [Chapitre IV](#), Profil 09-11). À l'Ouest de l'éperon, ce basculement est souligné par la progradation vers la fosse des séquences plio-pleistocène (*e.g.* [Chapitre VI](#) et [Figure VII.2](#)).

L'organisation des systèmes de failles du Bassin de Marie-Galante ne montre pas un schéma simple même si nous avons déterminé leur chronologie depuis le Néogène (~25 Ma). La réactivation de failles héritées d'orientations diverses et la néoformation de failles subéquatoriales pourraient correspondre à l'expression cassante d'une déformation flexurale de la plaque chevauchante liée à son basculement vers la fosse (*e.g.* Tonga, *Clift and MacLeod*, 1999) depuis le Miocène moyen.

Nous suggérons que l'activité synchrone et tardive de failles normales d'orientations diverses pourraient s'expliquer par une fracturation de type extrados liée à la flexure grande longueur d'onde du bassin, probablement en réponse à de l'érosion basale et/ou un fort couplage mécanique à l'interface de subduction ([Figure VII.4](#)). Ces extensions s'accompagnent d'une subsidence et de surrection différentielle qui contrôlent la sédimentation du bassin. En effet, les zones de subduction correspondent à des méga-chevauchements où deux plaques s'affrontent. Le contact entre ces plaques génère des déformations flexurales de grande longueur d'onde (centaine de kilomètres). Ces courbures lithosphériques peuvent développer des zones en extension à une échelle inférieure (dizaine de kilomètres à hectomètres ; *e.g.* *Bazalgette et al.* 2004, 2007 et 2010) correspondant aux failles normales identifiées dans le Bassin de Marie-Galante ([Figure VII.4](#)). Ce type de déformation est également compatible avec le basculement du bassin vers la fosse et sa remontée vers l'arc naissant.

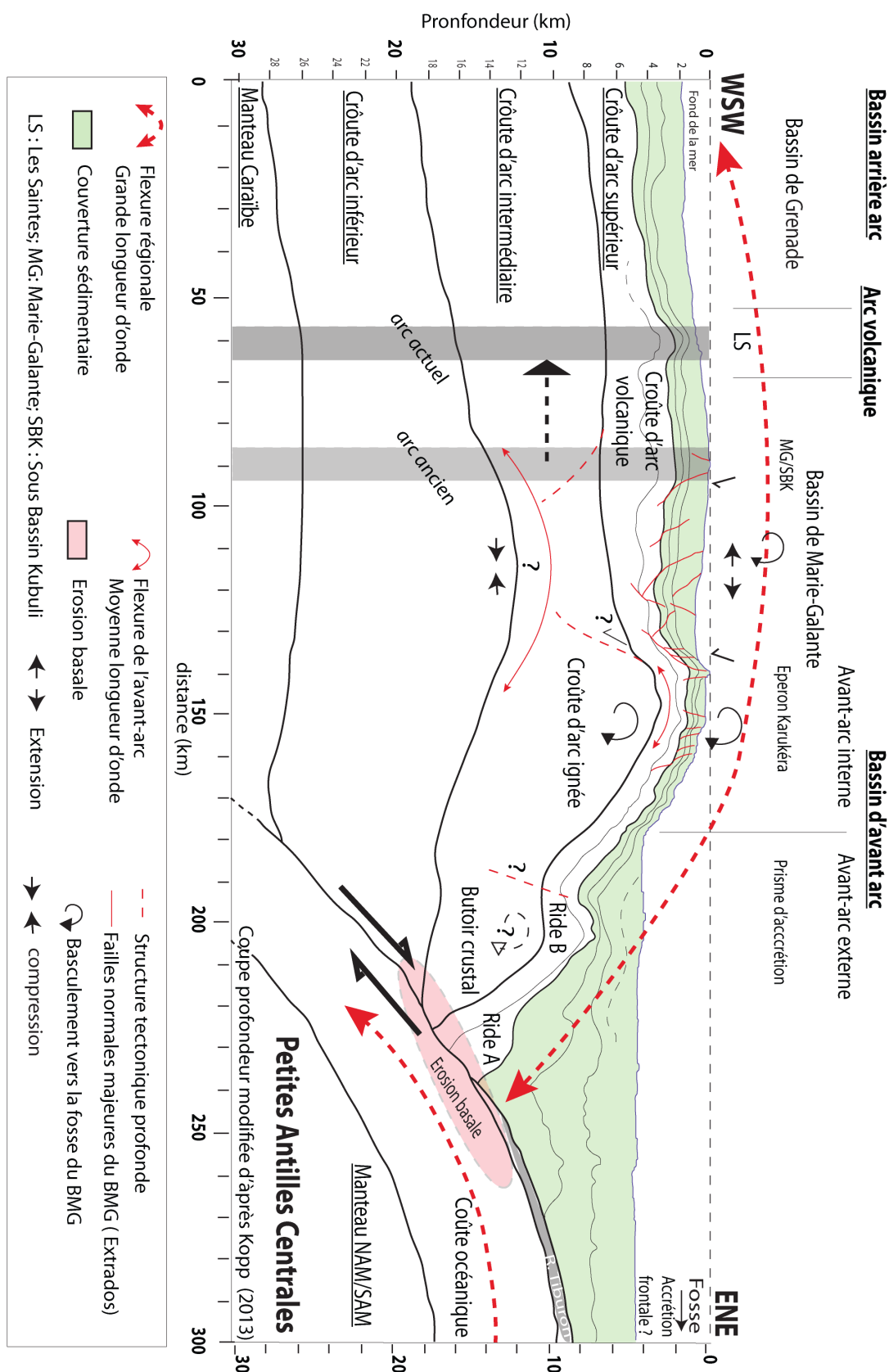
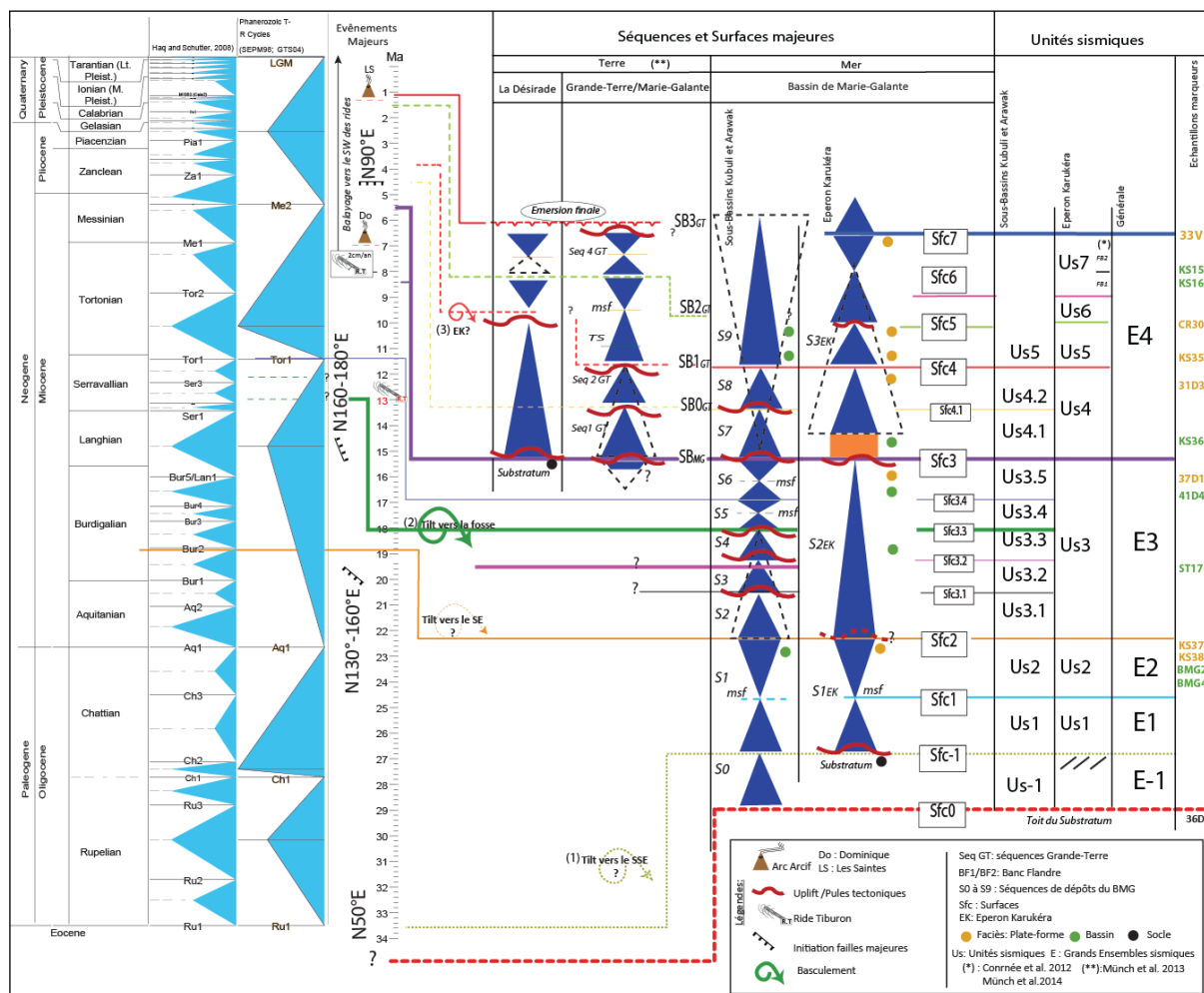


Figure **VII.4** Modèle de déformation flexurale grande échelle et mise en place de faille normale sur courbure de plis (de type extrados) dans le domaine avant-arc. Coupe profondeur modifiée d'après *Kopp 2013*, avant arc interne et externe défini d'après *Evain et al., 2011*, Ride A et B d'après *Bang et al., 2003*..

VII.2. Mouvements verticaux et évolution hypsométrique du Bassin de Marie-Galante

Nous avons montré avec l'analyse sismo-stratigraphique multi-échelle que le Bassin de Marie-Galante (BMG) s'organise en 13 unités sismiques regroupées en cinq grands ensembles (E-1, E1, E2, E3 et E4 ; Cf. [Chapitre IV](#)). Ces unités comprennent 10 séquences de dépôts (S-1 à S9) limitées par 12 surfaces de discontinuité majeure (Sfc_0 à Sfc_5) reconnues en mer et certaines à terre (Cf. [Chapitre VI](#) et [Figure VII.5](#)). Pour la première fois, l'organisation séquentielle permet d'observer l'enregistrement du niveau marin relatif du BMG sur une période d'environ 35 Ma soit depuis la fin de l'Éocène. Elle renseigne sur les mouvements verticaux du bassin qui sont les témoins d'une déformation long terme de l'avant-arc. En effet, les variations globales du niveau marin, d'ordre décamétrique seulement pour la tranche de temps considérée (*Miller et al.*, 2011), ne peuvent pas expliquer à elles seules les variations relatives du niveau marin observées et le rôle de la tectonique apparaît majeur. Ces variations n'ont pu être identifiées qu'à très haute fréquence au niveau des îles émergées *Cornée et al.* (2012) et *Münch et al.* (2013 et 2014) ([Figure VII.5](#)).

Nous avons mis en évidence une lente subsidence de l'avant-arc en partie accommodée par trois phases principales d'extension : une extension subparallèle à la marge Paléogène peu contrainte, une extension perpendiculaire à la marge depuis l'Oligo-Miocène inférieur et une extension plus tardive parallèle à la marge au Pliocène. Les deux dernières phases s'accompagnent d'un basculement de la marge vers la fosse. Cette subsidence est interrompue ponctuellement par des épisodes de surrection rapides à l'origine des surfaces identifiées à travers le bassin. L'ensemble des événements identifiés à terre et en mer est synthétisés dans la figure ci-dessous ([Figure VII.5](#)).



VII.2.1. Mouvements verticaux

L'évolution de la dynamique sédimentaire et l'organisation séquentielle du bassin montrent :

1/ des mouvements verticaux locaux en réponse à une tectonique extensive, des basculements de blocs et des processus de réajustement des failles. Par exemple, l'Escarpe de La Désirade et ses réajustements au cours de l'évolution du bassin semblent contrôler la surrection du Nord de la zone, ses émerSIONS et la mise en place de formations récifales et pararécifales. Ainsi, La Désirade correspond à l'émerSION locale de l'Eperon Karukéra. La Faille de La Barre de l'île s'avère contrôler la mise en place de la plate-forme plio-pleistocène de Marie-Galante suite à l'émerSION locale du SBK au Nord. La faille de la bordure ouest de l'éperon accommode le basculement de l'éperon vers la fosse.

De manière générale, ces mouvements locaux le long des systèmes de failles contrôlent les principaux points hauts correspondant aux blocs structuraux Désirade/Eperon Karukéra et Grande-Terre/Marie-Galante/S-B Kubuli ([Chapitre IV](#), [V](#) et [VI](#)). Ces blocs constituent des horsts parallèles au front de subduction. Il en résulte que la tectonique contrôle localement la mise en place des plates-formes carbonatées peu profondes de la région et leurs émerSIONS.

2/ des mouvements verticaux régionaux probablement contrôlés par des processus profonds liés à la subduction comme l'érosion basale ou des variations du couplage à l'inter-plaque. Par exemple, on observe un basculement vers la fosse du bassin qui s'accompagne d'un recul de l'arc volcanique. Ce basculement s'articule au niveau d'une charnière (hingeline) localisée à la longitude de l'arc ancien selon l'axe SBK/Marie-Galante/Grande-Terre dans le Bassin de Marie-Galante.

Ces mouvements locaux et régionaux sont à l'origine d'un changement de la polarité du bassin au cours de l'ensemble sédimentaire 3 (E3). Dans un premier temps, on constate que les séquences s'organisent selon un axe NNW-SSE, avec une pente générale vers le SSE engendrée par l'escarpement de Désirade. Dans un second temps, les séquences s'organisent selon un axe WNW-ESE. Ce changement de polarité est lié à l'initiation d'une tectonique perpendiculaire au front de subduction qui génère une subsidence et un

basculement généralisé du bassin vers la fosse. L'analyse séquentielle de l'Éperon Karukéra et des Sous-Bassins Kubuli /Arawak montre des modifications de la polarité sédimentaire en relation avec la tectonique qui désolidarise progressivement les divers ensembles morphologiques du bassin. Ainsi, l'évolution hypsométrique du bassin montre un double système de polarité Plate-Forme/Bassin. Le premier correspond à une polarité WSW-ENE depuis l'arc volcanique à la fosse. Le second plus local correspond aux polarités issues des jeux de faille qui induisent des horsts et des grabens selon une direction NNW-SSE.

VII.2.2. Évolution hypsométrique

D'après la classification des bassins avant-arc établie par *Dickinson et Seely* (1979) et l'étude sismo-stratigraphique réalisée au cours de nos travaux, nous proposons une évolution hypsométrique simplifiée du Bassin de Marie-Galante qui met en évidence les mouvements verticaux qui affectent la marge. La [Figure VII.6a](#) montre cette évolution adaptée de la classification de *Dickinson* (1995). Tout comme pour cet auteur, la coupe est exagérée pour des soucis de représentation et d'échelle.

La position de l'arc ancien (ou arc externe) est imagée au niveau du SBK, à la longitude des îles de Marie-Galante et de la Grande-Terre sur la sismique réflexion Sismantilles 1 (Cf. [Chapitre IV](#)) (*Hirn et al.*, 2001) et réfraction (*Kopp et al.*, 2011). Après l'arrêt du volcanisme à la fin de l'Éocène (*Bouysse and Westercamp*, 1990), le Bassin de Marie-Galante présentait une morphologie de type « Underfilled –Submerged ridge » qui a évolué en un type « Underfilled - Emergent ridge » au Nord-Ouest et « Shoalwater ridge » au Sud-Est en réponse à un basculement généralisé du bassin vers le Sud-Est, vraisemblablement à cette période ([Figure VII.6a](#)). Dans notre cas, la ride au sens de *Dickinson et Seely* (1979) est localisée au niveau de l'Éperon Karukéra tandis que les reliefs de l'arc ancien sont progressivement ennoyés par les produits d'érosion de l'ancienne ligne volcanique (Cf. [Chapitre VI](#)). La migration vers l'Ouest de la ligne volcanique et l'extension perpendiculaire à l'arc changent la morphologie du bassin ([Figure VII.6b](#)). En effet, la ride initialement située au niveau de l'Éperon Karukéra (EK) voit son axe bathymétrique progressivement subsider et basculer vers la fosse, tandis qu'un bombement plus proximal à l'arc se met en place au niveau de l'arc abandonné (Grande-Terre, Marie-Galante et SBK). Il

en découle un bassin avant-arc à « double rides » en pente vers le Sud-Est. La ride 1 (R1) plus distale en position de « Trench-slope break » montre un pendage croissant vers la fosse. Dans cette position, elle est soumise à une forte érosion sous-marine tandis que la ride proximale (R2) développe une architecture de plate-forme dont la pente s'oriente vers la fosse. La zone entre les deux rides représentées par SBA constitue alors une « gouttière » où se développe un système turbiditique alimenté par la marge plus haute au Nord et héritée du premier basculement du bassin vers le SSE. Ce système, encadré par des zones hautes au Nord, à l'Est et l'Ouest, transite vers le Sud-Est en contournant la ride la plus distale (R1) pour se déverser en contre bas vers le prisme d'accrétion sédimentaire (Figure VII.6).

VII.2.3. Quantifications des mouvements verticaux

Les formations récifales et pararécifales prélevées à travers dans le bassin indiquent la présence de coraux hermatypiques (coraux avec zooxanthelles) connus pour avoir des optimums de développement pour des bathymétries variant entre -10 m et -60 m maximum (e.g. Wilson, 1975). Le calage biostratigraphique et sismo-stratigraphique de ces faciès récifaux permet de calculer des vitesses moyennes de subsidence à travers le bassin en différents points (Figure VII.7). Ces vitesses moyennes intègrent la déformation locale générée par les failles ainsi que la déformation régionale générée par les basculements du bassin. Elles sont calculées à titre indicatif pour proposer une première quantification des mouvements verticaux très long terme (~10Ma) de la région. La subsidence liée aux poids des sédiments et à la compaction n'a pas été estimée.

Les mouvements de grande amplitude du bassin sont mis en évidence en particulier avec la Formation des Calcaires à *Agaricia* sp. reconnue sur les zones émergées de l'avant-arc. Ces organismes vivent entre -40 m et -50 m de bathymétrie, sous les vagues de beau temps et en zone euphotique moyenne. La formation correspond à une phase de haut niveau marin dans la séquence 3 de Grande-Terre (Cornée et al., 2012) lors du Pléistocène inférieur et se localise au plus haut à **+134 m** d'altitude sur La Grande-Terre (Deshauteurs, Grand-Fond, Figure VII.7).

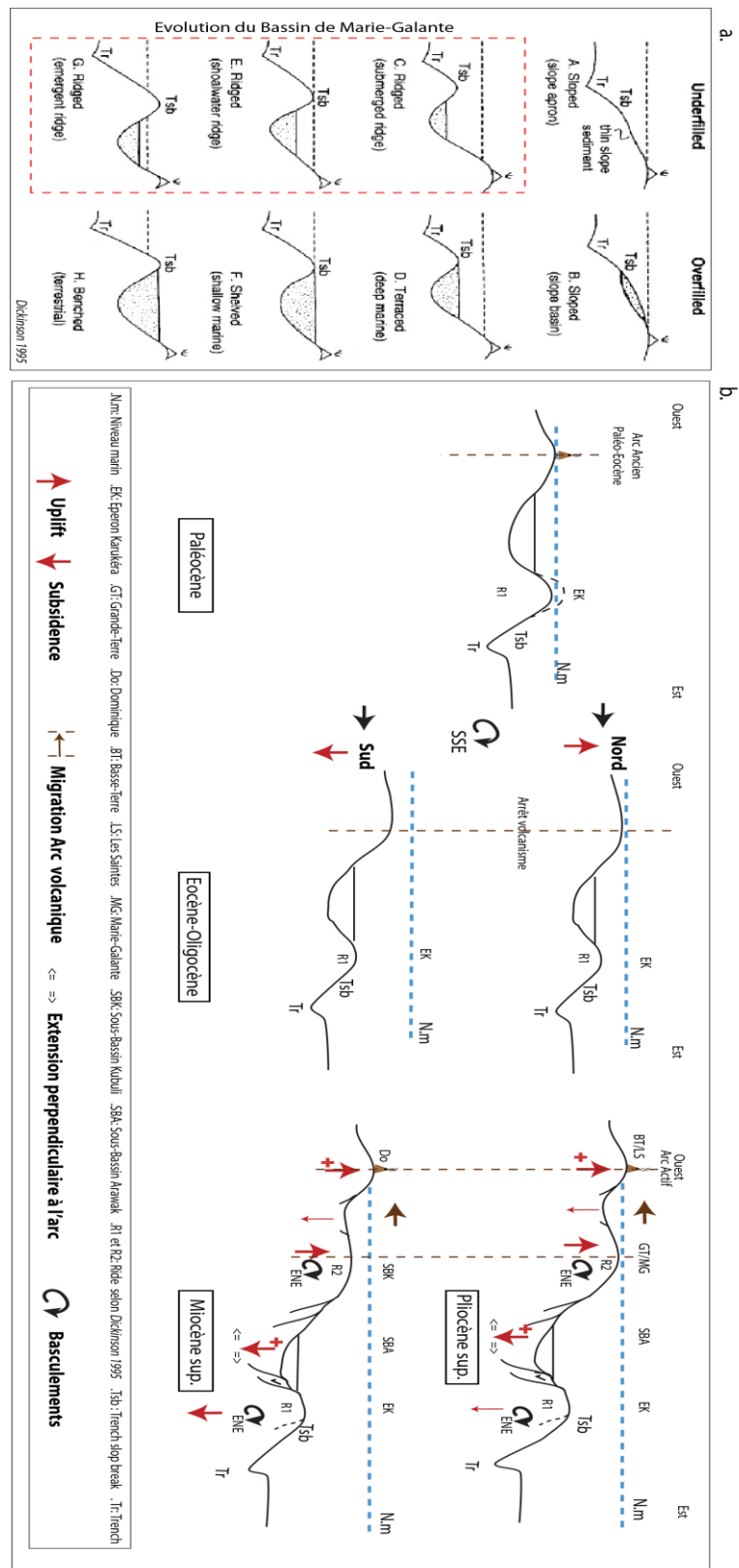


Figure VII.6. a. Classification des bassins avant-arcs d'après Dickinson 1995. b. Évolution hypsométrique du Bassin de Marie-Galante entre la fin du Paléocène et le Pliocène supérieur.

Ce faciès est reconnu au sommet de l'unité Us_{5-EK} de l'éperon à **-778 m** (échantillon KS35, [Figure VII.7](#)). Les datations biostratigraphiques donnent un âge entre **2.39 Ma** et **1.30 Ma** à la formation de l'éperon, nous permettant de calculer une vitesse de subsidence moyenne dans la partie orientale du bassin depuis le Calabrien ([Tableau VII.1](#)). Le tableau ci-dessous propose des vitesses moyennes de subsidence à travers le bassin pour les différentes formations pararécifales.

Le bassin enregistre des vitesses de subsidence moyenne variant entre **0.25 km/Ma** à l'Est et **0.13 km/Ma** à l'Ouest. La vitesse moyenne à travers l'ensemble du bassin est d'environ **0.22 km/Ma**, d'après les formations récifales et pararécifales.

La subsidence moyenne du bassin peut aussi être quantifiée approximativement avec les surfaces remarquables. Par exemple, la surface $Sfc_{3.5}$, estimée entre 8.57 ± 0.43 Ma et 5.33 Ma (*Münch et al.*, 2014), affleure à l'Est de l'île de Marie-Galante à + 5 m (Anse-Piton, [Figure VII.7](#)) au-dessus du niveau marin actuel, à **~0.8s td** soit environ **-800 m** (~2000m/s) dans le Sous-Bassin Kubuli, à **~3s td** soit environ **-3000 m** (~2000m/s) dans le Sous-Bassin Arawak et localement à **-2000 m** au Sud de l'éperon dans les zones les plus distales à l'arc. Ces profondeurs permettent de proposer des vitesses moyennes de subsidence de **~0.15 km/Ma** dans le SBK, de **~0.56 km/Ma** au sud du SBA et **~0.37 km/Ma** au Sud de l'éperon. Ces vitesses de subsidence demeurent approximatives, en particulier en raison d'incertitudes afférentes à la conversion du temps en profondeur sur la sismique. Néanmoins elles permettent de proposer à travers le bassin une subsidence moyenne de **~0.36 km/Ma** depuis le début du Pliocène inférieur soit depuis le balayage de la Ride de Tiburon au niveau du Bassin de Marie-Galante. La corrélation de cette surface au-delà de l'éperon sur les profils Sismantilles2 (Line G et E de *Laigle et al.*, 2013) permettrait d'estimer les vitesses moyennes au niveau de l'avant-arc externe.

Les vitesses moyennes obtenues sont élevées et correspondent à des vitesses observées par *Lallemand* (1995) sur les marges Tonga, Japon NE et Sonde. Ces marges présentent des vitesses de convergence largement supérieures à celles de la marge antillaise de 20km/Ma ([Tableau VII.](#)). Elles montrent des retraits d'arcs volcaniques vers le « continent », une forte subsidence et un basculement vers la fosse du domaine avant-arc caractérisé par la mise en place d'une charnière de déformation long terme entre l'arc volcanique et la fosse. Ces

marges présentent donc, selon *Lallemand* (1995), les caractéristiques de marges dites érosives (ou de non-accrétion).

Tableau VII.1 Calcul des vitesses moyennes de subsidence du Bassin de Marie-Galante d'après les marqueurs paléobathymétriques (Formations récifales et pararécifales).

	Échantillon Récifaux	Localisation et unités sismiques	Profondeur actuelle	Age	Paléobathymétrie	Vitesses moyennes de subsidence (km/Ma)
Eperon Karukéra	LM-CR28	Top U ₅₅ - base U ₅₆	-360 m	Calabrien	-20 m à -40 m max	0.56
				1.93 Ma – 0.61 Ma		
	CR-30	Top U ₅₅	-578 m	~1.93 Ma	-20 m à -40 m max	0.29
					Traces d'émersion (ciment vadose)	
	37D	Top U _{53-EK}	-1700 m à -1570 m	Tortonien	-10m à 50m max	0.215
				~7.3 Ma		
	LM-KS35 et KS35	Top U ₅₄ ou U ₅₅	-778 m	2.39 Ma -1.30 Ma.	-40 m à 60 m max	0.4
	LM- KS37	Us2 top /base U ₅₃ , Eperon Karukéra, Flanc ouest, CAP	-578 m	Miocène inférieur	-20 m à -40 m	0.025
				~19 Ma		
	KS38	Us2 top / base U ₅₃ , Eperon Karukéra, Flanc ouest, SAP	-2120.6 m	Miocène inférieur	-20 m à -40 m	0.11
				~19 Ma		
	31D3	Top U ₅₄ .Base U ₅₅ , CAP	-750 m	Plio-Pleistocène	-10m à 50m	0.24
				~3 Ma		
Subsidence moyenne :		Eperon Karukéra				0.25
Vallée Marie-Galante	LM-KS19b	U _{54,2} top /U ₅₅	-522.6 m	Plio-Pleistocène	-20 m à -40 m max	0.17
				~3 Ma		
	LM-CR22.	U _{54,2}	-501 m.	Plaisancien	-20 m à -50 m	0.157
				3.35 Ma – 3.16 Ma		
	LM-CR23.	U _{54,2}	-250 m	Plaisancien	-20 m à -50 m max	0.07
				3.35 Ma – 3.16 Ma		
Subsidence moyenne :		Vallée de Marie-Galante				0.13
Subsidence totale :		Période de ~19 Ma à l'Actuel				0.224

Les valeurs de subsidence obtenues pour notre zone d'étude posent donc la question de la nature de la marge antillaise depuis le début de sa subsidence au Miocène Inférieur (en particulier la plate-forme Karukéra). Elles questionnent aussi sur le rôle de l'obliquité croissante de la subduction vers le Nord-Ouest et du balayage des aspérités (rides, grabens et zone de fractures) dans la subsidence enregistrée.

Tableau VII.2 Vitesse de subsidence de marge et retrait associé à la ligne volcanique d'après *Lallemand (1995)*.

Arcs	Période de référence	Subsidence de la marge		Retrait de la ligne volcanique		Vitesse normale actuelle de la subduction (km/Ma)
		Total (Km)	Vitesse (km/Ma)	Total (Km)	Vitesse (km/Ma)	
Mariannes	24 Ma- actuel	2.5±1	> 0.1	~150	6	90
Izu-Bonin	40 Ma- actuel	2.3±0.7	> 0.1	~150	4	90
Tonga	17 Ma- actuel	5.5	> 0.3	~130	8	170±10
Japon NE	23 Ma- actuel	6.4	0.3	~210	9	100
Pérou	8 Ma-actuel	3.5	0.4	~80	10	100
Sonde	15±3Ma-actuel	3	0.2	75±25	5±3	70
Antilles Centre /Nord (~16°N)	19Ma-actuel	~3.5 (BMG)	0.22	50±5 max (Île de Saba)	?	20

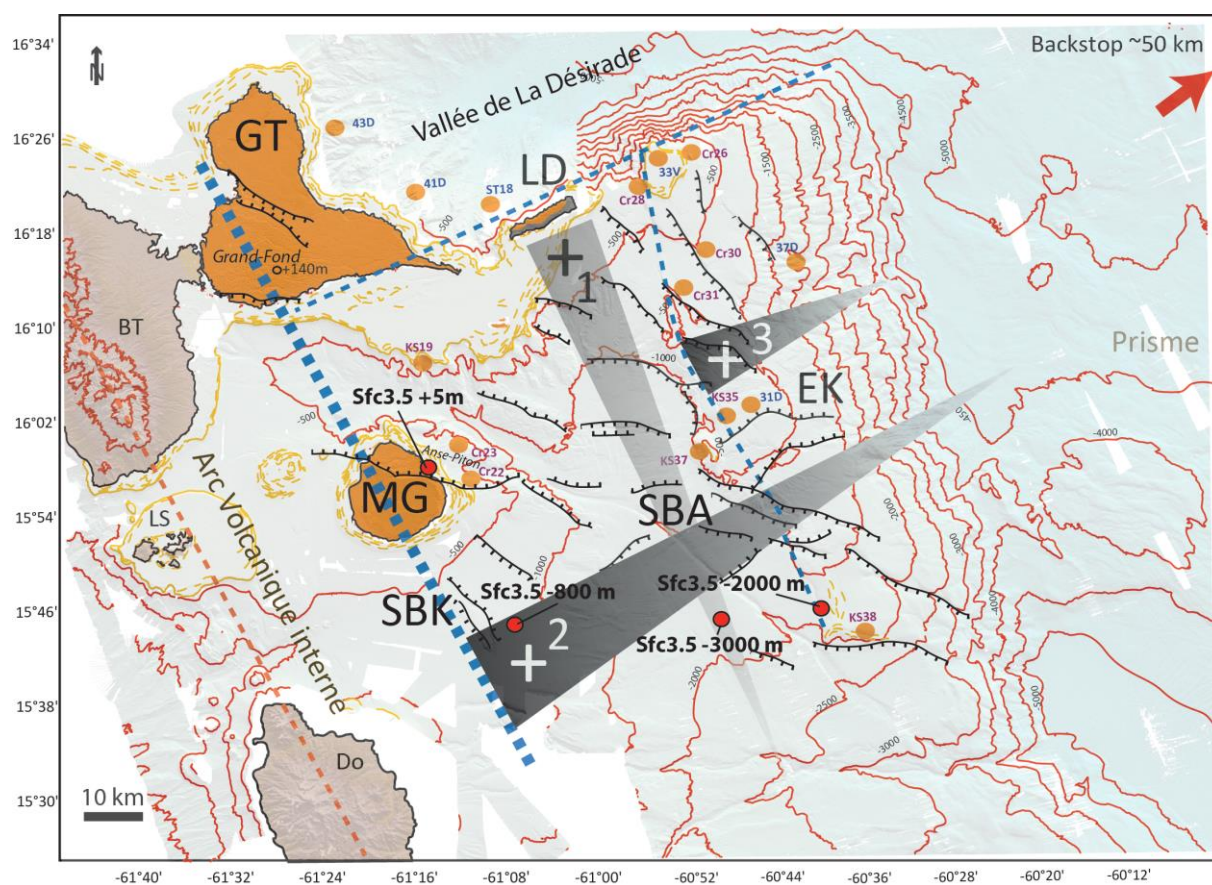


Figure **VII.7** Répartition des formations récifales à pararécifales (orange) et basculements du Bassin de Marie-Galante (Triangles grisés). Traits pointillés bleu : axes des charnières des principaux basculements enregistrés par le bassin. Basculements : (1) Bloc Désirade-Karukéra ; (2) Majeur du BMG vers la fosse et (3) tardif de l'Eperon Karukéra. Les signes (+) correspondent aux zones les plus élevées de la charnière. Points rouges : localisation de la surfaces de référence $Sfc_{3.5}$ à travers le bassin à une profondeur donnée.

VII.3. Régime tectonique de la marge des Petites Antilles

Cette étude montre que la marge antillaise a subi trois phases d'extension majeure depuis la fin de l'Éocène et un basculement significatif de la marge vers la fosse au Miocène moyen. Ces événements s'accompagnent d'une forte subsidence de l'avant-arc et d'une migration progressive de l'arc volcanique depuis l'Oligo-Miocène inférieur.

VII.3.1. Rupture de slab aux Antilles ?

Nous avons vu précédemment (Cf. [Chapitre II](#)) que *Bouysse and Westercamp* (1990) ont proposé que le saut d'arc vers l'Ouest soit lié à une rupture de slab, suite à l'arrivée d'une ride compensée (avec racine crustale) dans la subduction à l'Oligocène inférieur. Cependant aucune structure distincte de ce style n'a encore été identifiée au large de la marge antillaise ou sous le prisme, mise à part une déformation locale du butoir au niveau des Rides A et B de *Bangs et al.*, (2003) . La mise en évidence d'un arc intermédiaire à la Dominique et une migration du volcanisme progressive sans un arrêt significatif en Martinique depuis l'Oligocène supérieur ne semblent pas être en faveur d'un saut d'arc lié à une quelconque collision de cette nature. De plus, la sismo-stratigraphie ne montre pas de surface de discontinuité majeure en relation avec une phase de surrection de l'avant-arc dans le secteur étudié. La surface majeure dans le Bassin de Marie-Galante repérée par *Bouysse and Mascle* (1994) pour justifier de cette mise en compression de l'avant-arc semble correspondre à la surface Sfc₂, au toit de la plate-forme miocène inférieure de l'éperon, mais il s'agit d'une surface mineure et localisée. Il conviendrait toutefois d'avoir plus d'informations sur cette surface à l'échelle de tout l'avant-arc pour trancher définitivement. Enfin, les données récentes de tomographie ne montrent pas de rupture de slab (*van Benthem et al.*, 2013). L'origine du recul de l'arc volcanique ne semble pas correspondre à un détachement de slab. Il s'agit probablement d'un « événement » relié à l'évolution long terme de la marge plutôt qu'à un événement spécifique dans l'histoire de la subduction.

VII.3.2. Origine de la subsidence aux Antilles

Selon *Lallemand* (1999), il existe trois phénomènes qui peuvent être responsables de la subsidence des marges actives. (1) Une contraction thermique liée à un refroidissement de la marge ; celle-ci serait de l'ordre de 0.3% pour un $DT=100^\circ$, soit quelques centaines de mètres au plus. (2) Un retrait de la fosse vers l'océan dit « trench rollback » ; ce phénomène provoquerait un régime extensif et une subsidence de la marge mais serait associé à une migration simultanée de la ligne volcanique vers l'océan et à une ouverture arrière-arc, ce qui n'est pas le cas pour la période étudiée. (3) Un amincissement de la marge par érosion tectonique, essentiellement sous-crustale, avec entraînement du matériel érodé dans la subduction.

D'autres phénomènes pourraient éventuellement être responsables de la subsidence la marge. Par exemple, les zones de fractures générées au niveau de la ride médio-atlantique constituent des zones de faiblesse qui pourraient, sous le poids de la plaque chevauchante, être réactivées. Cette réactivation, difficilement identifiable, pourrait avoir segmenté le panneau plongeant et générer des mouvements de subsidence de la marge. Ces mêmes zones constituent des aspérités de la lithosphère plongeante et leurs surrections tardives en rides topographiques créent des bassins profonds susceptibles de déformer la marge (*e.g. Patriat et al., 2011 et Pichot et al., 2012*). Par exemple au large des Petites Antilles, la limite des plaques NAM/SAM est active du Miocène moyen à l'Actuel loin de la subduction. Cet épisode compressif permet l'expression des rides topographiques de Barracuda et Tiburon ainsi que des dépressions parallèles à ces structures au sein de la lithosphère plongeante, lui conférant ainsi un aspect de tôle ondulée. Cet épisode compressif pourrait aussi générer une voilure de la limite diffuse de plaque et créer une dépression grande longueur d'onde de la lithosphère subduite. L'entrée en subduction de ces zones actives pourrait donc amplifier la déformation de la marge sous l'effet de la charge de la plaque supérieure. Cependant, aucune évidence probante n'a été actuellement montrée avec les données sismiques.

La marge antillaise montre une migration vers la fosse de l'arc volcanique ~400 km de la ride d'Aves vers l'arc externe au Paléocène (~50 Ma). Ce premier évènement pourrait correspondre à un épisode de rollback de la marge antillaise (*Aitken et al., 2011*) et avoir

généralisé une subsidence de la marge. Cet épisode ne concerne toutefois pas à la période étudiée. En effet, dans le Bassin de Marie-Galante la subsidence s'accompagne d'un recul d'arc qui s'opère au Miocène inférieur (*Bouysse and Westercamp, 1990*) alors que celui-ci débute dès l'Oligocène plus au Sud (*i.e. Martinique, Germa et al., 2011*). Bien que la marge soit classiquement décrite comme un modèle de marge en accrétion dans sa partie sud (*e.g. Westbrook et al., 1988*), notre étude montre que la marge antillaise est nettement plus complexe. A la latitude de la Guadeloupe, la subsidence continue, le recul d'arc, les inversions de polarité sédimentaire et les basculements vers la fosse laissent fortement supposer une érosion basale de la plaque Caraïbes. Il y aurait donc dans ce cas une segmentation du régime le long de la marge antillaise.

VII.3.3. De l'érosion basale aux Petites Antilles ?

Nous avons vu que *Clift and Vannucchi (2004)* différencient les marges convergentes dites en accrétion, des sédiments s'accumulant à l'interface de subduction, des marges en érosion, le long desquelles la plaque chevauchante s'amincit à cause du passage d'aspérités topographiques ou du détachement de blocs à la base du prisme (*Ranero and von Huene, 2000*). Selon ces auteurs, l'**érosion tectonique** est favorisée lorsque l'épaisseur de sédiments couvrant **la croûte de la plaque plongeante est faible** (< 1 km) et **la convergence des plaques élevée** (> 6 cm/an) tandis que l'**accrétion** s'effectue lorsque l'épaisseur de sédiments arrivant à la fosse est **supérieure à 1 km** et la **convergence des plaques inférieure à 7,6 cm/an** (*Clift and Vannucchi, 2004*). Toutefois, *Lallemand et al. (1992, 1995 et 1998)* suggèrent que l'érosion basale et l'accrétion au front peuvent coexister.

Dans tous les cas, ces régimes tectoniques engendrent des déformations dans la plaque chevauchante en réponse à des modifications de l'interface de subduction. L'accrétion entraîne une surrection de l'avant-arc et de l'arc tandis que l'érosion induit leur subsidence. Les zones les plus subsidentes correspondant à celle où l'érosion est la plus forte (*e.g. Lallemand et al., 1992 ; von Huene and Ranero, 2003 ; Vannucchi et al., 2013*).

Ainsi, il est admis que l'indicateur le plus significatif de l'érosion tectonique est une forte subsidence de la marge. Cette évolution long terme peut être entretenue par une forte concentration d'aspérités sur la plaque plongeante et parfois accélérée par des événements

spécifiques comme des collisions. Le mécanisme consiste à démanteler, à remobiliser et à piéger le matériel de la marge autour de l'aspérité et à l'entraîner en profondeur. Ce mécanisme d'érosion de la marge serait ainsi la cause du recul de l'arc volcanique (*von Huene and Lallemand 1990 ; Lallemand et al., 1992 et 1994*).

Quelles sont les aspérités susceptibles de générer l'érosion de la marge antillaise au niveau au niveau du Bassin de Marie-Galante sachant que la convergence est quasi-frontale à cette latitude, faible (2cm/an) et que l'épaisseur sédimentaire est supérieure à 1 kilomètre dans l'avant-arc externe ?

VII.3.4. Rôle des rides de Barracuda, Tiburon et Ste Lucie ?

Nous avons vu précédemment que les rides de Barracuda et Tiburon correspondent à la réactivation tardive en compression d'ancienne zone de fractures, que leurs structures profondes demeurent inconnue et qu'elles constituent des aspérités de la plaque plongeante (relief kilométrique).

La nature et la structure de la ride de Sainte- Lucie actuellement en subduction demeure énigmatique même si sa présence est suspectée sous le prisme (*Andreieff et al., 1989*). Celle-ci semble s'aligner sur les zones de fractures de la lithosphère Atlantique et doit probablement présenter les mêmes caractéristiques que les rides précédentes. Par conséquent, ces rides ne peuvent pas être comparées par exemple à la Ride de Louisville au niveau de la marge Tonga-Kermadec ou aux rides Cocos et Carnegie au niveau de la marge Équateur-Colombie, issues de points chauds. La déformation des marges par ces structures sera d'autant plus importante que leur dimension est conséquente.

Une reconstitution cinématique de la position des rides de Barracuda, Tiburon et Sainte- Lucie en fonction du temps a été réalisée pour nous permettre de déterminer le rôle du balayage de ces rides dans l'érosion de la marge au niveau du bassin de Marie-Galante et tenter d'expliquer les mouvements verticaux observés. Cette reconstitution a été menée en considérant la plaque Caraïbes fixe, en utilisant les vecteurs de déplacement selon *DeMets et al. (2010)* pour le Plio-quaternaire ([Figure VII.8](#)) et ceux de *Müller et al. (2008)* pour la période Miocène ([Figure VII.9](#)). Les âges de surrection des rides de Barracuda et Tiburon ainsi que la zone de limite de plaque diffuse sont établies d'après *Pichot et al., (2011 et*

2012) et *Patriat et al.*, (2011). La position actuelle des rides est déterminée avec l'analyse morpho-structurale de la bathymétrie de *Sandwel et Smith* (1997) et des interprétations gravimétriques de *Andreieff et al.* (1989) et *Gailler et al.* (2013) pour la position de la ride de Sainte-Lucie sous le prisme de la Barbade. La position des arcs ancien et récent est donnée par *Bouysse et al.* (1988), celle des plates-formes carbonatées par *Cornée et al.* (2012) et *Munch et al.* (2013 et 2014). L'évolution temporelle de la mise en place des édifices volcaniques est issue des datations de *Lyndsey et al.* (2005), *Samper et al.* (2007), *Germa et al.* (2011) et *Zami et al.* (in press). Enfin, les structures tectoniques actuelles décrochantes et transverses à l'arc proviennent des travaux de *Feuillet et al.* (2000, 2002 et 2011) et *Calcagno et al.* (2012).

La ride de Barracuda n'a acquis son relief actuel qu'au Pléistocène inférieur (2.3 Ma) et celle de Tiburon au Miocène moyen (13-5.3 Ma) (*Pichot et al.*, 2012). La reconstitution cinématique montre qu'avant le passage des rides, les directions d'extension sont perpendiculaires au BMG puis semblent tourner dans le sens antihoraire lors de leurs balayages ([Figure VII.8](#) et [Figure VII.9](#)).

La ride de Tiburon se forme au large de l'île de Barbuda, à plus d'une centaine de kilomètres au Nord de la zone d'étude au Miocène moyen. Le basculement synchrone du bassin de Marie-Galante vers la fosse (Surface, Sfc3.3) à cette période est donc probablement sans liaison directe avec l'initiation de la ride. Celle-ci arrive à proximité du bassin entre 8 Ma et 5 Ma au Nord-Est de l'éperon Karukéra ([Figure VII.8c.](#) et [Figure VII.9e.](#)). Cette période correspond précisément à une période de surrection dans le bassin avec la mise en place de formations pararécifales au Nord de l'éperon puis le développement de la surface érosive Sfc3.5. Cette surface est une discordance angulaire reconnue à Marie-Galante concomitante de l'initiation de failles du Système de Marie-Galante et elle correspond aussi à une émergence de la Désirade avec réactivation de failles N130°E (*Lardeaux et al.*, 2013 et *Münch et al.*, 2013). Cette période coïncide aussi avec l'arrêt du volcanisme de l'arc actif (interne) de la Dominique (*Lindsey et al.*, 2005). Le passage de la ride de Tiburon pourrait donc avoir favorisé une période de surrection globale du bassin et avoir changé la direction de l'extension selon une direction plus parallèle à la marge ([Figure VII.8](#)).

D'après *Moretti et Ngowkey*, (1985), une ride sans racine crustale ne peut provoquer que des mouvements verticaux modérés dans la plaque supérieure. En effet, actuellement au Sud-Est de l'éperon, cette ride déforme l'avant-arc externe (*Evain et al.*, 2011 et *Laigle et al.*, 2013) tandis que dans le Bassin de Marie-Galante, elle génère une surrection locale en partie marquée par l'approfondissement du chenal érosif du « Canyon » Arawak (e.g. [Chapitre IV](#)).

La ride de Barracuda se met en place loin de l'influence de la zone de subduction et commence son entrée en subduction après la migration vers l'Ouest de l'arc volcanique daté de fin Oligocène (*Bouysse and Westercamp*, 1990). La ride de Barracuda ne peut donc pas être responsable du recul de l'arc volcanique. Sa période de mise en place et son balayage au niveau de la zone d'étude ne sont pas compatibles avec la période de recul d'arc et de subsidence qui s'opère beaucoup plus tôt, soit dès l'Oligocène. Cette aspérité ne peut donc pas être responsable de l'érosion de la marge bien qu'elle puisse contribuer à générer des mouvements locaux et brefs lors de son passage sous la marge.

La ride de Sainte- Lucie est peu contrainte mais si nous supposons qu'elle s'initie en même temps que celle de Tiburon, on constate que celle-ci serait localisée au sud de l'éperon (latitude du SAP) au Miocène moyen. Dans ce cas elle se serait formée à l'aplomb de celui-ci ou à proximité, ce qui peut fonctionner avec la période de basculement vers la fosse observée dans le bassin ([Figure VII.9f.](#)). Dans le cas où la ride se serait formée plutôt au Miocène inférieur (~20Ma), celle-ci se localiserait au Nord de l'Eperon Karukéra (latitude du NAP) et serait en train de balayer la zone, ce qui pourrait être en accord avec l'émersion locale de la plate-forme de l'éperon Sfc_{2.2} suivie de son ennoisement ([Figure VII.9g.](#)).

En définitive, de telles rides ne semblent pas suffire à éroder, ployer ou basculer la marge vers la fosse. Les seules déformations susceptibles de leur être associées se situent à l'aplomb et ne peuvent être que locales comme dans le prisme. Par contre, leur passage peut accélérer un processus d'érosion déjà en place, ce qui semble être le cas dans cette zone. En effet, le BMG est déjà subsident et basculé avant le balayage de la ride de Tiburon. Néanmoins, son arrivée pourrait accentuer la subsidence et favoriser le basculement plus tardif vers la fosse, ce qui serait en accord avec l'augmentation tardive des vitesses moyennes de subsidence estimées au niveau de l'éperon ([§VII.2.3](#)).

Les surfaces définies dans le bassin constituent des repères correspondant à des phases de bas niveau marin relatif identifiées comme d'origine tectonique. Nous en avons identifié 14 dans l'ensemble du bassin et seule la surface $Sfc_{3,5}$ pourrait éventuellement être en relation avec le passage de la ride de Tiburon. Ainsi, le passage des rides semble accentuer le défaut de matière liée à l'érosion déjà en place et par conséquent accentuer la flexure de la marge et la réactivation de failles normales de directions diverses dans le bassin. Ces observations semblent en accord avec *Clift et al.* (2003a) qui suggèrent une accélération de l'érosion de la marge péruvienne suite à la collision de la ride Nazca.

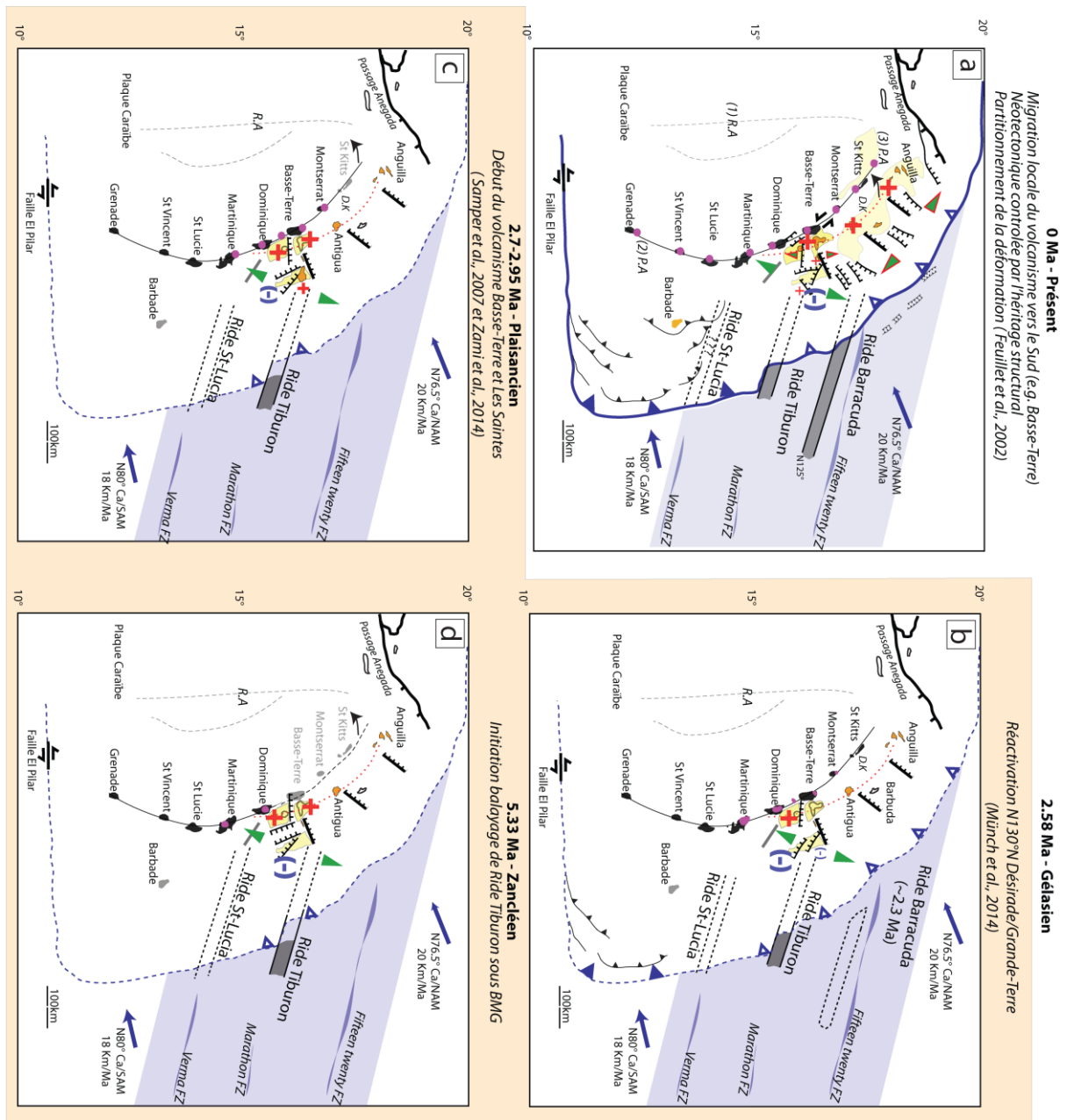


Figure VII.8 Reconstitution cinématique de la position des rides au Plio-Quaternaire. Légende (cf. Figure VII.9).

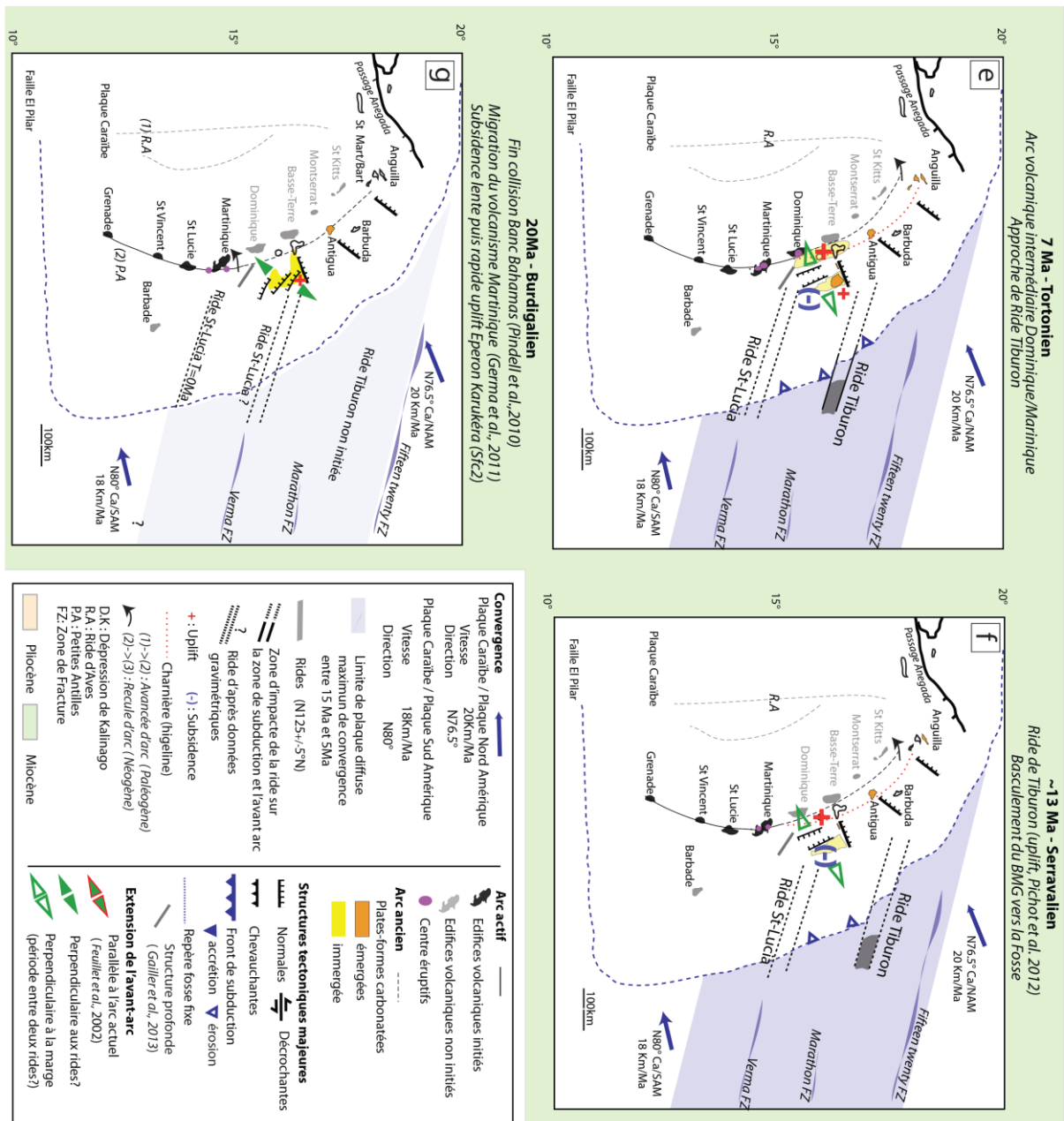


Figure VII.9 Reconstitution cinématique de la position des rides au Miocène

VII.3.5. Rôle des reliefs de plus petite échelle (horsts et grabens) de la lithosphère Atlantique ?

Les horsts et grabens localisés à la surface du plancher océanique de la plaque plongeante sont des aspérités qui peuvent favoriser l'érosion de la marge. Les grabens seraient davantage responsables de cette érosion (*Lallemand et al.*, 1994). Les profils Simantilles 2 de *Laigle et al.* (2013) et Amy Mahamat (Thèse UAG-GéoAzur en cours), montrent une très faible accrétion au front et le toit de la croute océanique sous le prisme irrégulier avec des petits bassins (e.g. [Figure VII.10](#)). Les failles limitant ces bassins pourraient être réactivées ou néoformées au niveau de la flexure (bulge) de la plaque plongeante. Ainsi, malgré le remplissage de ces bassins (grabens), une réactivation tardive au niveau du bulge de la plaque plongeante pourrait favoriser l'érosion basale et/ou modifier le comportement du contact interplaque.

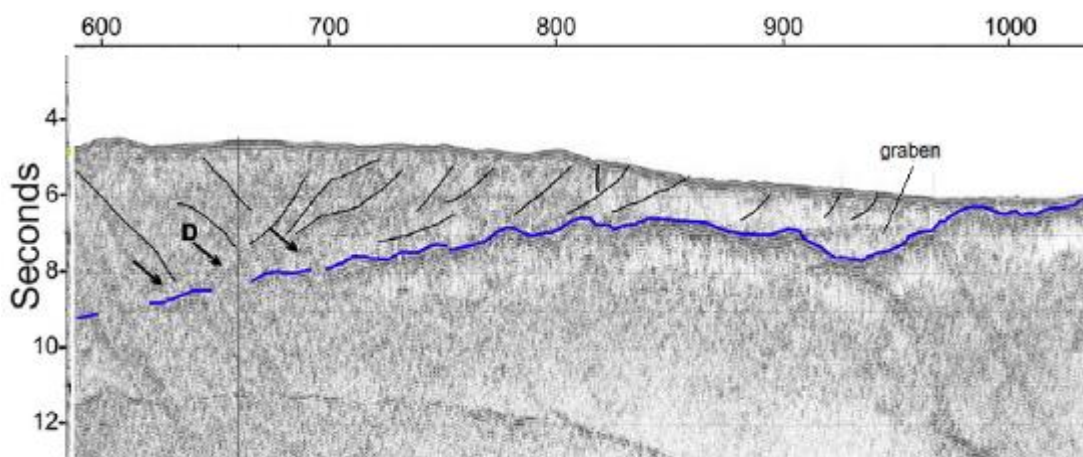


Figure VII.10 Profil Sismantilles 2, Dip-line I, extrait de *Laigle et al.* 2013. Cette section montre la zone de décollement (D) entre le prisme et le toit de la croute océanique (TOC, en bleu) à la latitude de la ride de Barracuda. Le TOC irrégulier est recoupé des grabens et horsts probablement en partie responsables de l'érosion de la marge.

Ces structures peuvent contribuer à une érosion long terme de la marge sans pour autant générer de surrection rapide comme les rides décrites précédemment. Enfin l'augmentation de l'obliquité de la subduction vers le Nord et l'éloignement par rapport à la source sédimentaire peuvent être des paramètres favorisant la non-accrétion et donc l'érosion au niveau du bassin de Marie-Galante.

VII.4. Bilan : Régime tectonique de la marge antillaise

Nous mettons en évidence une évolution long-terme de la marge antillaise avec une lente subsidence, un basculement majeur vers la fosse, un retrait de la ligne volcanique vers le « continent » ainsi que des surrections rapides, ce type de mouvement vertical étant compatible avec de l'érosion tectonique et le passage de rides en subduction comme proposé par *Vannucchi et al.*, (2013) sur la marge du Costa-Rica.

À la latitude de la Barbade et des Grenadines à $\sim N13^\circ$, la subduction antillaise a les caractéristique d'une marge en accrétion (*Westbrook et al.*, 1988, *Clift and Vannucchi*, 2004, *Deville and Mascle*, 2011), avec un taux de convergence de 20km/Ma (*DeMets et al.*, 2000) et une épaisseur de la couverture sédimentaire au front du prisme supérieure 1500 m.

À la latitude de l'archipel de Guadeloupe à $\sim N16^\circ$, les études sismiques et sismologiques menées par *Kopp et al.* (2011), *Evain et al.* (2011) et *Laigle et al.* (2013) n'identifient pas distinctement de structure liée à de l'accrétion ou à de l'érosion le long de l'interface de subduction. *Bangs et al.* (2003) mettaient toutefois en évidence une faible accrétion et une déformation de faible amplitude du butoir crustal sous le prisme au Nord-Est de l'éperon (Cf. [Chapitre2](#)). *Laigle et al.* (2013) ont pu proposer que le toit de la croûte océanique (TOC) était irrégulier et fragmenté par des horsts et grabens sous un prisme d'environ ~ 6.5 s td (~ 8 km pour 2500 m/s) d'épaisseur, soit largement plus mince qu'au sud de la marge où il peut atteindre 20km. La structure irrégulière de la surface du TOC pourrait favoriser les processus d'érosion basale long terme qui serait accélérés localement par le passage des rides ([Figure VII.10](#)).

Nous avons discriminé le rôle tardif de la ride Tiburon dans la déformation de la marge et supposé que la ride de Sainte-Lucie a eu probablement un impact négligeable dans le processus d'érosion de la marge à l'Oligo-Miocène inférieur. Notre étude montre une subsidence continue du Bassin de Marie-Galante comparable aux marges en érosion (Cf. [§ VII.1.3.](#)) malgré la faible vitesse de convergence de 20km/Ma de la marge antillaise. La position centrale de la zone d'étude peut laisser suggérer qu'il pourrait s'agir d'une zone de transition entre deux régimes ou d'une segmentation de la marge. On constate que la zone de subduction des Petites Antilles possède une morphologie arquée et son obliquité croît

vers le Nord-Ouest générant une variation morphologique du Nord au Sud. Au Sud, la subduction est frontale et le prisme d'accrétion de la Barbade domine la marge jusqu'à affleurer localement. Au centre, la subduction est très faiblement oblique et la lente convergence entre les plaques Nord et Sud-américaine génère la réactivation en compression des zones de fractures (ride de Tiburon et Barracuda) qui balayent la zone depuis le Miocène moyen (Pichot et al., 2012 et *Patriat et al.*, 2011) sous un prisme d'accrétion un peu moins épais qu'au Sud (~7 km). Au Nord, on observe une fosse profonde (~8400m), un prisme sédimentaire très réduit probablement ancien déjà balayé par diverses aspérités ainsi qu'un recul d'arc d'environ 50 km (île de Saba par rapport à Anguilla). En effet, vers la fosse de Porto Rico nos résultats préliminaires de la campagne Antithesis tendent à montrer de la non-accrétion au front et le passage en subduction d'une série de grabens. Ainsi on peut supposer que la marge est érosive vers le nord d'autant plus que le recul d'arc est croissant dans cette même direction. Selon *Feuillet et al.* (2002), l'obliquité croissante de la subduction vers le Nord-Ouest crée un partitionnement de la déformation qui s'exprime actuellement par une extension parallèle à l'arc et un décrochement sénestre dans l'arc. L'observation d'un tel partitionnement suggère un fort couplage interplaque qui peut être favorable à de l'érosion de la marge.

Nos observations suggèrent que la marge antillaise présente au final les caractéristiques d'une marge mixte ou segmentée avec une variation spatiale du Sud vers le Nord ([Figure VII.11](#)). Cette mixité est probablement liée d'une part à l'éloignement croissant de la source sédimentaire de l'Orénoque, à la présence des rides qui font office de barrière à cet apport sédimentaire ainsi qu'à l'obliquité croissante vers le nord et la subduction d'une lithosphère Atlantique irrégulière. Le modèle tectonique de la marge pourrait rejoindre les modèles de *Lallemand et al.* (1994) selon lesquels une marge peut présenter un régime en accrétion au front et en érosion plus profondément. Ainsi, tout comme les marges longtemps admises comme des modèles de marges en accrétion (*e.g.* Mexicaine et Guatémaltèque, *Clift and Vannucchi*, 2004), la marge antillaise serait segmentée et largement érosive de sa partie centrale (BMG) vers le Nord-Ouest (Fosse de Porto Rico, ~8400m).

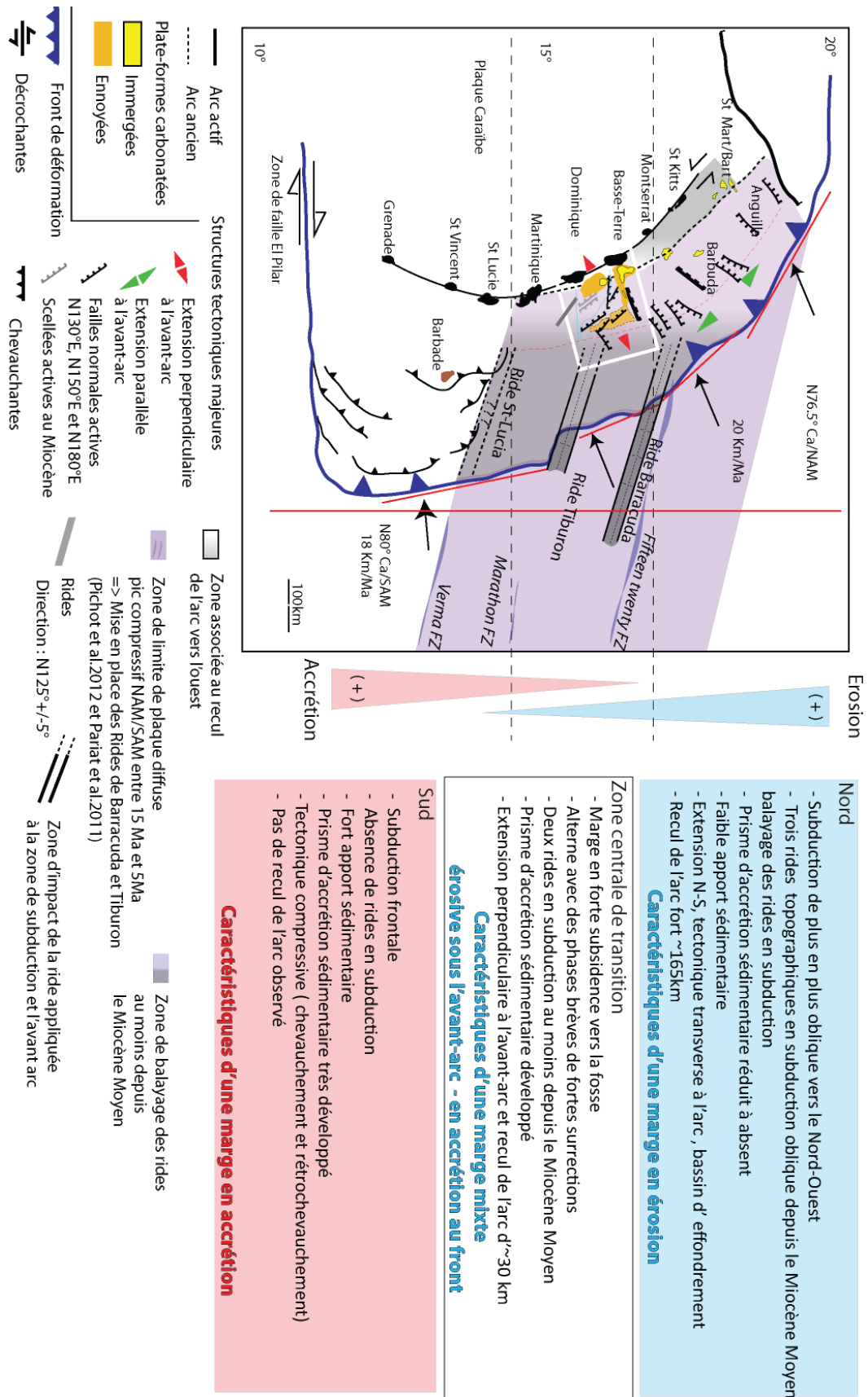


Figure VII.11 Variation spatiale Nord-Sud de la marge antillaise.

Chapitre VIII : Conclusions générales et perspectives

VIII.1. Conclusions générales

Ce travail basé sur la compilation et la réalisation d'un modèle numérique de terrain haute résolution à 25 m intégrant les données de plusieurs campagnes à la mer, le traitement et interprétation de données de sismique haute résolution ainsi que l'intégration d'un jeu de données de sismique complémentaire plus profonde (soit ~6000Km de profil), nous a permis de proposer une approche multi-échelle du bassin avant-arc de Marie-Galante.

La description des unités sismiques, des microfaciès sédimentaires et de nombreux calages chronostratigraphiques de l'ensemble des séries du bassin ont conduit à la réalisation de modèles paléo-environnementaux. L'organisation séquentielle du Bassin de Marie-Galante était l'un des principaux objectifs de nos travaux. Le large jeu de données utilisées a permis d'obtenir une visualisation pseudo-3D de l'architecture du bassin dans le temps. 5 grands ensembles sédimentaires (E-1, E1, E2, E3 et E4) subdivisés en 13 unités limitées par 14 surfaces de discontinuités ont été définis et corrélés entre les divers ensembles du bassin ainsi qu'avec les données à terre. Les unités sismiques constituent 10 séquences de dépôts de troisième ordre (S-1 à S9), bien datées pour la plupart, permettant de reconstituer l'histoire tectono-sédimentaire du Bassin depuis 35 Ma. Ces reconstitutions ont permis une quantification moyenne des vitesses de subsidence ou de surrection des diverses zones de l'avant-arc, dans les zones immergées comme émergées. Elles permettent aussi de comprendre la distribution des plates-formes carbonatées néritiques, contrôlées par la disposition des têtes de blocs basculés.

L'extrémité orientale de la plaque Caraïbe à la latitude de l'archipel guadeloupéen enregistre une subsidence continue au moins depuis l'Oligo-Miocène inférieur. L'Éperon Karukéra, jusque-là considéré comme un simple haut-fond de l'avant arc, constituait en réalité une

large plate-forme carbonatée récifale à pararécifale. Cette plate-forme carbonatée, au moins d'âge Oligo-Miocène à Pléistocène, subside depuis le début du Néogène de manière continue avec des phases de surrection rapide, enregistrées dans sa partie nord et sur sa bordure occidentale. Elle constitue aujourd'hui une plate-forme ennoyée en réponse à la subsidence de la marge limitée à l'Ouest par un bassin orienté NW-SE hérité de la mise en place de l'arc externe.

Deux grands systèmes de failles, un système hérité et un système néoformé, accommodent trois phases extension ainsi que des basculements de la marge vers la fosse qui ont permis de reconsidérer la déformation de la région selon un modèle « d'extrados ». L'évolution du Bassin de Marie-Galante est essentiellement contrôlée par une tectonique extensive perpendiculaire à l'avant-arc reconnue aussi au niveau de l'arc (*Leclerc et al., 2014*). Cette tectonique a débuté au cours du Néogène et est responsable de l'individualisation de l'Éperon Karukéra et de l'approfondissement du Bassin de Marie-Galante. Elle est responsable d'un basculement majeur de la marge au Miocène moyen et est à l'origine de points hauts qui permettent le développement de plates-formes carbonatées isolées. L'avant-arc est également sujet à des phases de subsidence long terme traduisant de l'érosion tectonique. Ces travaux ont montré que le rôle des rides n'est que secondaire dans l'évolution de la marge. L'héritage des structures tectoniques et la flexuration de la marge sont par contre essentiels pour expliquer la déformation cassante qui contrôle la sédimentation. Au final, le régime tectonique de la marge antillaise apparaît segmenté, avec une zone en accrétion au Sud, une zone centrale en érosion/accrétion limitée (secteur étudié), et une zone en érosion prononcée au Nord.

VIII.2. Perspectives

Nous avons montré que le Bassin de Marie-Galante résulte d'une tectonique Paléogène-Néogène complexe contrôlé par un héritage structural qui pré-date de la mise en place de l'arc actuel. Le nouveau modèle de déformation proposé ainsi que la segmentation de la marge selon un axe Nord-Sud permettra de mieux comprendre le fonctionnement de cette zone de subduction et l'aléa sismique qui lui est associé. De ce fait, il serait intéressant de réaliser une étude de la paléo-sismicité de la région sur la base de la reconnaissance des dépôts chaotiques des systèmes turbiditiques, à l'image des travaux réalisés sur les marges japonaises et néo-zélandaises (*e.g. Lamarche et al., 2008 ; Noda et al., 2008*) pour compléter cette étude à plus court terme.

D'autre part, l'étude complémentaire du Bassin Sud Grande-Terre, situé entre les îles de Marie-Galante, Grande-Terre et Basse-Terre (peu abordé dans cette étude), permettrait d'approfondir la compréhension de l'évolution du bassin dans sa zone ouest, en particulier, la déformation flexurale en relation avec la mise en place de la chaîne volcanique actuelle (Basse-Terre et les Saintes). La réalisation d'une campagne sismique terrestre est programmée prochainement en Grande-Terre pour permettre de contraindre sous la plate-forme la position des surfaces anté-pliocène définies dans le bassin.

La finalisation des cartes d'isopaques des différentes unités et/ou séquences sédimentaires du bassin permettrait de mieux visualiser la répartition temporelle et spatiale des dépôts, de contraindre les modèles gravimétriques ou encore d'en extraire un aspect quantitatif du taux de sédimentation du Bassin de Marie-Galante. Cela permettrait de mieux connaître les volumes érodés dans la région et d'affiner les vitesses moyennes de subsidences proposées.

À l'échelle régionale, l'étude sismo-stratigraphique des bancs et éperons de l'avant-arc situés au Nord de la zone d'étude pourrait permettre d'établir des corrélations avec les informations enregistrées sur l'Eperon Karukéra et les îles de l'avant-arc. Cela permettrait d'avoir une vision plus globale du contrôle à long terme de la tectonique et de quantifier à l'échelle régionale la déformation de l'avant-arc.

Nous avons soulevé la question de la dynamique de la marge et de sa variation spatiale. La campagne en mer ANTITHESIS (Chef de mission Marcaillou, du 24-12-2013 au 07-01-2014), à laquelle j'ai participé a permis d'acquérir de nouvelles données au Nord de l'avant-arc antillais. Ces données permettront de mieux contraindre la structure de la marge au Nord-Est et de discriminer la part de la subduction d'aspérités dans les processus de déformation et d'érosion de la marge.

Enfin, l'intérêt industriel reste un des aspects important dans la compréhension des bassins. Dans notre cas, la proximité de l'arc volcanique tend à augmenter le gradient thermique des bassins et peut permettre une maturation précoce de la matière organique. Les systèmes carbonatés et silico-clastiques des systèmes turbiditiques sont considérés comme d'excellents réservoirs. La présence de systèmes sédimentaires mixtes sur la marge met en avant la complexité et le potentiel multi-réservoir de ce type de bassin. Il est à noter que les anciennes campagnes pétrolières de la région ont identifié une roche mère non mature ainsi qu'un réservoir carbonaté d'âge Éocène présentant les mêmes caractéristiques sédimentaires que les formations draguées au Nord-Est de Grande-Terre au large de Saba. Une meilleure connaissance de l'évolution de ce type de réservoir au niveau des bassins de marge active présente donc des enjeux économiques non négligeables.

Bibliographie

Aitken, T., Mann, P., Escalona, A., and Christeson, G.L., 2011. Evolution of the Grenada and Tobago basins and implications for arc migration. Marine and Petroleum Geology, v. 28, p. 235-258.

Andreieff, P., 1983. Stratigraphic range of neogene larger foraminifera in the caribbean - paraspiroclypeus-chawneri (palmer) and operculinoides-cojimarensis (palmer): Bulletin De La Societe Geologique De France, v. 25, p. 885-888.

Andreieff P., 1982. Stratigraphie et micropaléontologie des formations sédimentaires des îles du plateau insulaire d'Anguilla, Saint- Barthélémy, Petites Antilles : Résumé, principaux résultats scientifiques et techniques ». Service Géologique National, [abs.] : BRGM, Rapport Annuel Scientifique, p. 56-57.

Andreieff P., Bizon G. and Bouysse P., 1981. On the age of the sedimentary formations in st-martin island (limestone caribbees) - implications on lesser antilles volcanic history: Comptes Rendus De L' Academie Des Sciences, Serie Ii, v. 292, p. 79-82.

Andreieff P., Bouysse, P., and Westercamp, D., 1979. Reconnaissance géologique de l'arc insulaire de Petite Antilles. Résultats d'une campagne à la mer de prélèvements de roche entre Sainte-Lucie et Anguilla (ARCANTE 1): Bull. Bur. Rech. Geol. Min. Fr, v. 2ème série, p. 227-2270.

Andreieff P., 1983. Geological revision of Marie-Galante Island (Lesser-Antilles) : Bulletin De La Societe Geologique De France, v. 25, p. 805-810.

Andreieff P., Bonneton, J.R., Vila, J.M., and Westercamp, D., 1984. Découverte de Paléocène supérieur à Anguilla, à l'extrémité nord de l'arc des Petites Antilles. (abs.): 10e Réunion Annuelle Sciences de la Terre à Bordeaux, France, Société Géologique de France (Paris), p. 15.

Andreieff, P.B., P. and Westercamp, D., 1987. Géologie de l'Arc insulaire des Petites Antilles et évolution géodynamique de l'Est-Caraïbe. Thèse d'Etat , Bordeaux, Bordeaux I.

Ballance, P.D., Scholl, D.W., Vallier, T.L., Stevenson, A.J., Ryan, H., and Herzer, R.H., 1989. Subduction of a Late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: a model of normal and accelerated tectonic erosion: Tectonics, v. 8, p. 953-962.

Bangs, N.L., Christeson, G.L., and Shipley, T.H., 2003. Structure of the Lesser Antilles subduction zone backstop and its role in a large accretionary system: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2358.

Barnes, P.M., Nicol, A., Harrison, T., 2002. LateCenozoic evolution and earthquake potential of an active listric thrust complex above the Hikurangi subduction zone, New Zealand. Geological Society of America Bulletin v. 114, p. 1379–1405.

Barnes, P.M. and Nicol, A., 2004. Formation of an active thrust triangle zone associated with structural inversion in a subduction settings, eastern New Zealand. Tectonics v.23, TC1015 (doi:10.1029/2002TC001449).

Battistini, R., F. Hinschberger, C. T. Hoang, and M. Petit, 1986. La basse Terrasse corallienne (Éémien) de la Guadeloupe : morphologie, datation $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, néotectonique. Rev. géomorph. dyn., XXXV, 1, p.1-10.

Baumgartner P.O., Bandini A. and Denyer P., 2004. Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites in Central America and the Caribbean – remnants of Pacific ocean floor. Second Swiss Geosc. Meeting Abs., Lausanne, 1-2.

Bazalgette, L., 2004. Relations plissement/fracturation multi-échelle dans les multicouches sédimentaires du domaine élastique/fragile: accommodation discontinue de la courbure par la fracturation de petite échelle et par les dip-domain boundaries. Possibles implications dynamiques dans les écoulements des réservoirs, PhD thesis. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, ISTEEM, Mémoires GéoSciences-Montpellier, n° 36

Bazalgette, L., Petit, J.P., Amrhar, M., and Ouanaïmi, H., 2010. Aspects and origins of fractured dip-domain boundaries in folded carbonate rocks. Journal of Structural Geology, v. 32, p. 523-536.

Bazin, S., Feuillet, N., Duclos, C., Crawford, W., Nercessian, A., Bengoubou-Valérius, M., Beauducel, F., and Singh, S.C., 2010. The 2004–2005 Les Saintes (French West Indies) seismic aftershock sequence observed with ocean bottom seismometers: Tectonophysics, v. 489, p. 91-103.

Berggren, W. A., D. V. Kent, et al., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. Tulsa, SEPM - Special Publication.

Birch, F., 1970. The Barracuda Fault Zone in the western North Atlantic: geological and geophysical studies. Deep Sea Research, v. 17, p. 847–859.

Bonneton J.R., Vila J.M., 1983. Données géologiques nouvelles à l'île de Saint-Martin (Petites-Antilles). Bulletin de la Société Géologique de France, Vol.7, no 25: p. 867-871.

Bouin, M.P., M. Bouchon, O. Coutant, S. Bazin, and J. Latchman. Source parameters of the Mw 7.4 Martinique intermediate-depth earthquake (Leeward islands) of November 29, 2007. A slab-pull event with horizontal fault plan. EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 12 of EGU General Assembly Conference Abstracts, 5555, 2010.

Bouma, A.H. (2004). Key controls on the characteristics of turbidite systems. *In*: Lomas, S.A. and Joseph, P., Confined turbidite systems (pp. 9-12). Geological Society Special Publication 222.

Bouysse, P., Baubron, J.C., Richard, M., Maury, R.C., and Andreieff, P., 1985. Plio-Quaternary evolution of the Northern end of the Lesser-Antille Inner Arc: Bulletin De La Societe Geologique De France, v. 1, p. 181-188.

Bouysse, P., Garrabé, F., Mauboussin, T., and Andreieff, P., 1988a. Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and early Paleocene.: Tectonophysics, v. 149, p. 121-143.

Bouysse, P., 1993. Feuille Marie-Galante (Guadeloupe) 1/50000 *in* France, C.g., ed., Service Géologique National edn. BRGM: Orléans, France.

Bouysse, P. and Garrabé, F., 1984. Évolution tectonique néogène des îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe. C. R. Acad. Sci., Paris, IIA, v. 298, p. 763–766.

Bouysse, P. and Guennoc, P., 1982. Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte Lucie et Anguilla. Rapport BRGM, Orléans, France, 60 p.

Bouysse, P., and Guennoc, P., 1983. Data on the structure of the insular arc in the Lesser-Antilles, Between St-Lucia and Anguilla. Marine Geology, v. 53, p. 131-166.

Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., Mercier de Lépinay, B., Jany, I., Leclere-Vanhoeve, A., and Montjaret, M.-C., 1988b. Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelée, Nord-Ouest de la Guadeloupe). Marine Geology, v. 81, p. 261-287.

Bouysse, P., Schmidteffing, R., and Westercamp, D., 1983. La Désirade Island (Lesser Antilles) Revisited - Lower Cretaceous Radiolarian cherts and arguments against an ophiolitic origin for the basal complex. Geology, v. 11, p. 244-247.

Bouysse, P., and Westercamp, D., 1990. Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island-arc. Tectonophysics, v. 175, p. 349.

Bowin C.S., 1976. *Caribbean gravity field and plate tectonics*. In Geological Society of America Special Paper. v.169, p79.

Brasier, M. and Donahue, J., 1985. Barbuda: an emerging reef and lagoon complex on the edge of the Lesser Antilles island arc. J. Geol. Soc. London, v.142, p. 1101–1117.

BRGM « Carte géologique de Saint-Martin à 1/50.000 et notice explicative ». 1989, éd. BRGM, Paris.

Briden J.C., Rex D.C., Faller A.M. et Tomblin J.M., 1979. K-Ar geochronology and paleomagnetism in the Lesser Antilles arc. Phil. Trans. R. London, 291, 485-528.

Bubb, J.N., and Hatlelid, W.G., 1978. Seismic Stratigraphy and Global changes of Sea-Level 10 - Seismic recognition of Carbonate buildups: Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 62, p. 772-791.

Burgess, P.M. and Hovius, N., 1998. Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. Journal of Geological Society of London, v. 155, p. 217-222.

Burke K., 1988. Tectonic Evolution of the Caribbean. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 16, pages 201–230.

Calcagno, P., Bouchot, V., Thinon, I., and Bourguine, B., 2012. A new 3D fault model of the Bouillante geothermal province combining onshore and offshore structural knowledge (French West Indies): Tectonophysics, v. 526–529, p. 185-195.

Carter, L., Carter, R.M., Nelson, C.S., Fulthorpe, C.S. and Neil, H.L., 1990. Evolution of Pliocene to recent abyssal sediment waves on Bounty channel levees. Marine Geology, v. 95: 97-109.

Carter, L., Carter, R.M., McCave, I.N. 2004. Evolution of the sedimentary system beneath the deep Pacific inflow off eastern New Zealand. Marine Geology, v. 205, 9-27.

Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls: Journal of African Earth Sciences, v. 35, p. 1-43.

Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., and Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, p. 173-245.

Chabellard, J. G., H. Philip, et al. 1986. Actual and recent deformations and stresses in the lesser caribbean arc between Martinique and Antigua. Comptes Rendus De L' Academie Des Sciences Serie Ii 303(1): 81-86.

Chemenda, A.I., Lallemand, S., and Bokun, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: constraints provided by experimental modeling: Journal of Geophysical Research, v. 105, p. 5567-5581.

Christeson, G.L., Bangs, N.L., and Shipley, T.H., 2003. Deep structure of an island arc backstop, Lesser Antilles subduction zone: Journal of Geophysical Research, v. 108, p. 2327.

Christman R.A., 1953. Geology of St-Bartholomew, St-Martin & Anguilla, Lesser Antilles. Bull. Geol. Soc. America, 64, 65-96.

Clark, J.D., Kenyon, N.H. and Pickering, K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. Geology: 633-636.

Clift, P.D., and MacLeod, C.J., 1999. Slow rates of subduction erosion estimated from subsidence and tilting of the Tonga forearc: Geology, v. 27, p. 411-414.

Clift, P.D., Pecher, I.A., Kukowski, N., and Hampel, A., 2003. Tectonic erosion of the Peruvian Forearc, Lima Basin, by steady-state subduction and Nazca Ridge collision: Tectonics, v. 22, p. 1023.

Clift, P.D., and Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: Reviews of Geophysics, v. 42, p. RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.

Cloos, M., 1992. Thrust-type subduction-zone earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture: Geology, v. 20, p. 601-604.

Collot, J.-Y., and Davy, B., 1998. Forearc structures and the tectonic regimes at the oblique subduction zone between the Hikurangi Plateau and the southern Kermadec margin: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 623 - 650.

Collot, J.-Y., Delteil, J., Lewis, K.B., Davy, B., Lamarche, G., Audru, J.C., Barnes, P.M., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., Mercier de Lépinay, B., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B., and Uruski, C.I., 1996. From oblique subduction to intra-continental transpression: structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side scan sonar and seismic reflection: Marine Geophysical Researches, v. 18, p. 357-381.

Collot, J.-Y., and Fisher, M.A., 1989. Formation of Forearc basins by collision between seamounts and accretionary wedges: An exemple from the New Hebrides subduction zone: Geology, v. 17, p. 930-933.

Cordey, F., and Cornée, J.J., 2009. New radiolarian assemblages from La Désirade Island basement complex (Guadeloupe, Lesser Antilles arc) and Caribbean tectonic implications: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 180, p. 399-409.

Cornée, J.J., Leticee, J.L., Munch, P., Quillevere, F., Lebrun, J.F., Moissette, P., Braga, J.C., Melinte-Dobrinescu, M., De Min, L., Oudet, J., and Randrianasolo, A., 2012. Sedimentology, palaeoenvironments and biostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene carbonate platform of Grande-Terre (Guadeloupe, Lesser Antilles forearc): Sedimentology, v. 59, p. 1426-1451.

Corsini, M., Lardeaux, J.M., Verati, C., Voitus, E., and Balagne, M., 2011. Discovery of Lower Cretaceous synmetamorphic thrust tectonics in French Lesser Antilles (La Désirade Island, Guadeloupe): Implications for Caribbean geodynamics: Tectonics, v. 30, p. TC4005.

Coulbourn W.T. and Moberley R. 1977. Structural evidence of the evolution of fore-arc basins off South America. Canadian Journal of Earth Sciences v. 14: 102-116.

Covault, J.A., Graham, S.A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. Geology v. 38, p. 939-942.

Davidson, J. P., N. D. Boghossian, and M. Wilson (1993). The geochemistry of the igneous rock suite of St. Martin, Northern Lesser Antilles. J. Petrol., v.34, p. 839–866.

Davies, P.J., Mckenzie, J., Palmer-Julson, A. and Montaggioni, L.F. (1992). Résultats préliminaires du Leg ODP 133 sur la marge nord-orientale de l'Australie : Evolution de plates-formes carbonatées cénozoïques en contexte de marge passive. Compte Rendus de l'Académie des Sciences, séries IIA - Earth and Planetary Science, **314**, 275-282.

De Mets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., Dixon, T.H., Farina, F., Bilham, R.G., Calais, E., and Mann, P., 2000. GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion: Geophysical Research Letters, v. 27, p. 437-440.

Deplus, C., 1999. Campagne océanographique Aguadomar - IPGP- N/O L'Atalante - Ifremer - 19/12/1998 - 22/01/1999: Petites Antilles. Martinique, Dominique et Guadeloupe.

Dickinson, W.R., 1995. Forearc Basins. In Tectonics of Sedimentary Basins. Busby CJ, Ingersoll RV. (eds). Blackwell Science, Cambridge: 221-261.

Dickinson, W.R., and Seely, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2-31.

Dixon, T.H., Farina, F., Demets, C., Jansma, P., Mann, P., and Calais, E., 1998. Relative motion between the Caribbean and North American Plates and related boundary zone deformation from a decade of GPS observations: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 15157-15182.

Dixon T.H. et Mao A., 1997. A GPS estimate of relative motion between North and South America. Geophysical Research Letters, v. 24, no. 5, p. 535–538.

Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J., and von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction: Tectonophysics, v. 293, p. 207-224.

Dominguez, S., Malavieille, J., and Lallemand, S.E., 2000. Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: insights from sandbox experiments: Tectonics, v. 19, p. 182-196.

Dorel, J., 1981. Seismicity and seismic gap in the Lesser Antilles arc and earthquake 16 hazard in Guadeloupe: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London, v. 67, p. 679-695.

Duncan R. A. and Hargraves R. B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. In Bonini W. E., Hargraves R. B. et Shagam R., éditeurs, The Caribbean–South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geological Society of America Memoir, v. 162, p. 81–93.

Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, v. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, p. p. 108-121.

Edgar N. T, Ewing J. I. et. Hennion J. F., 1971. Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. American Association of Petroleum Geology, v. 55, p.833–870.

Einsele G., 1992. Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer Verlag, Berlin : 628 pp.

Escalona, A., and Mann, P., 2011. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone: Marine and Petroleum Geology, v. 28, p. 8-39.

Escuder Viruete J., F. Contreras, G. Stein, P. Urien, M. Joubert, A. Pérez-Estaún, R. Friedman and T. Ullrich, 2007. Magmatic relationships and ages between adakites, magnesian andesites and Nb-enriched basalt-andesites from Hispaniola: Record of a major change in the Caribbean island arc magma sources. Lithos, v. 99, p.151–177.

Evain, M., Galve, A., Charvis, P., Laigle, M., Kopp, H., Bécel, A., Weinzierl, W., Hirn, A., Flueh, E.R., and Gallart, J., 2011. Structure of the Lesser Antilles subduction forearc and backstop from 3D seismic refraction tomography: Tectonophysics.

Feuillet, N., 2000. Sismotectonique des Petits Antilles, liaisons entre activité sismique et volcanique. Thèse de Doctorat. Paris, France, Université D. Diderot 7.

Feuillet, N., Beauducel, F., and Tapponnier, P., 2011. Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, v. 116.

Feuillet, N., Leclerc, F., Tapponnier, P., Beauducel, F., Boudon, G., Le Friant, A., Deplus, C., Lebrun, J.-F., Nercessian, A., Saurel, J.-M., and Valentin, C., 2010. Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data. Geophysical Research Letters, v. 37 L00E15, 6 PP.,doi:10.1029/2010GL042556.

Feuillet, N., Manighetti, I., Tapponnier, P., and Jacques, E., 2002. Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. Journal of Geophysical Research, v. 107, p. 2331.

Feuillet, N., Tapponnier, P., Manighetti, I., Villemant, B., and King, G.C.P., 2004. Differential uplift and tilt of Pleistocene reef platforms and Quaternary slip rate on the Morne-Piton normal fault (Guadeloupe, French West Indies). Journal of Geophysical Research, v. 109, p. B02404.

Fink, L.K., 1972. Bathymetric and geologic studies of Guadeloupe region, Lesser Antilles Island Arc: Marine Geology, v. 12, p. 267.

Fisher, D.M., Gardner, T.W., Marshall, J.S., Sak, P.B., and Protti, M., 1998. Effect of subducting seafloor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica. Geology, v. 26, p. 467-470.

Frost S. H. and Weiss M. P., 1979. Patch-reef communities and succession in the Oligocene of Antigua, West Indies. Summary Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 612-616.

Gailler, L.-S., Mertelet, G., Thinon, I., Bouchot, V., Lebrun, J.-F., and Münch, P., 2013. Crustal structure of Guadeloupe Islands and the Lesser Antilles Arc from a new gravity and magnetic synthesis, in Lebrun, J.-F., and Marcaillou, B., eds., Bulletin de la Société Géologique de France, Volume Special Issue - "Caribbean Geosciences".

Gardner, T., Marshall, J., Merritts, D., Bee, D., Burgette, R., Burton, E., Cooke, J., Kehrwald, N., Protti, M., Fisher, D., and Sak, P., 2001. Holocene forearc block rotation in response to seamount subduction, southeastern Peninsula de Nicoya, Costa Rica. Geology, v. 29, p. 151-154.

Gardner, T.W., Verdonck, D., Pinter, N.M., Slingerland, R., Furlong, K.P., Bullard, T.F., and Wells, S.G., 1992. Quaternary uplift astride the aseismic Cocos Ridge, Pacific Coast, Costa Rica. Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 219-232.

Garrabé, F., 1983. Évolution sédimentaire et structurale de la Grande-Terre de la Guadeloupe: Thèse de Doctorat. Orsay, France, University of Paris-Sud.

Garrabé, F. and Andreieff, P., 1988. Carte géologique de la France (1/50 000), Feuille Grande-Terre (Guadeloupe). in ed, S.G.N., ed. Orléans, France, BRGM.

Garrabé, F. and Andreieff, P., 1985. Sédimentation et tectonique Plio-Quaternaires comparées de Marie-Galante et de Grande-Terre (Guadeloupe): Paris, Technip ed., 10 p.

Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, C., and Lahitte, P., 2011. The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 208, p. 122-135.

Girardin N. et Gaulon R., 1983. Microseismicity and stresses in the Lesser Antilles dipping seismic zone. Earth and Planetary Science, v. 62, p. 340–348.

Girardin N., Feuillard M. et Viode J. P., 1991. Réseau régional sismique de l'arc des Petites Antilles ; sismicité superficielle (1981-1988). Bulletin de la Société Géologique de France, v. 162, no. 6, p.1003–1015.

Giunta G. and Oliveri E., 2009. Some remarks on the Caribbean Plate kinematics: facts and remaining problems. In K. H. James, M. A. Lorente et James L. Pindell, éditeurs, The Origin and Evolution of the Caribbean Plate. Geological Society, London, Special Publications v.328, p 57–76.

Grellet, B., B. Sauret, Chabellard, J.-G. et Bonneton, J.-R., 1988. Cadre général de la tectonique récente de la Guadeloupe. Rapport BRGM.

Gunn, B. M., and M. J. Roobol, 1976. Metasomatic alteration of the predominantly Island arc. Marine Geology, v. 12, p. 267–288.

Gunnell Y. 1998. Present, past and potential denudation rates: is there a link? Tentative evidence from fission-track data, river sediment loads and terrain analysis in the South Indian shield. Geomorphology, v. 25, p. 135-153.

Gutscher, M.A., Kukowski, N., Malavieille, J., and Lallemand, S.E., 1996. Cyclical behavior of thrust wedges: Insights from high basal friction sandbox experiments: Geology, v. 24, p. 135-138.

—, **1998.** Episodic imbricate thrusting and underthrusting; Analog experiment and mechanical analysis applied to Alaskan accretionary wedge: Journal of Geophysical Research, v. 103, p. 10161-10176.

Handford, C.R., and Loucks, R.G., 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.

Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change: Eds C.K. Wilgus, B.J. Hastings, H. Posamentier, J.C. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall, v. In: Sea Level Changes: An Integrated Approach p. 42.

Hastie A.R. and Kerr A.C., 2010. Mantle plume or slab window ? Physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau. Earth Science Reviews, v. 98, p.283–293.

Heeszel, D.S., Wiens, D.A., Shore, P.J., Shiobara, H., and Sugioka, H., 2008. Earthquake evidence for along-arc extension in the Mariana Islands: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 9, p. Q12X03.

Heubeck, C., and P. Mann, 1991. Geologic evaluation of the plate kinematic models for North American- Caribbean plate boundary zone, Tectonophysics, v. 191, p. 1-26.

Heuret, A., and Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 149, p. 31-51.

Hirn, A., 2001. Campagne océanographique Sismantilles I - N/O Nadir- 1er au 18 Décembre . Simique multitraces de la marge des Petite Antilles (2500 km).

Hunt, D. and M. E. Tucker 1992. Stranded Parasequences and the forced regressive wedge Systems Tract: deposition during base-level fall, Sedimentary Geology v. 81, p. 1–9.

Ito, Y., Tsuji, T., Osada, Y., Kido, M., Inazu, D., Hayashi, Y., Tsushima, H., Hino, R., and Fujimoto, H., 2011. Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake: Geophysical Research Letters, v. 38, p. L00G05.

Izumi, N., 2004. The formation of submarine gullies by turbidity currents. Journal of Geophysical Research-Oceans, v.109, C03048 (doi: 10.1029/2003JC001898).

James K. H., 2009. In situ origin of the Caribbean: discussion of data. In K. H. James, M. A. Lorente et James L. Pindell, éditeurs, *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications, v. 328, p. 77–126.

James, N.P. and Kendall, A.C., 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: *Facies models: response to sea level change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), Geological Association of Canada, pp. 265-275.

Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. Special Publication, p. 47-69.

Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.T., and Saunders, A.D., 1996. The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism: Journal of South American Earth Sciences, v. 9, p. 111-120.

Kerr A.C, Iturralde-Vinent M.A, Saunders A.D, Babbs T.L and Tarney J., 1999. A new plate tectonic model of the Caribbean : Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. Geological Society Of America Bulletin, v. 111, no. 11, p.1581–1599.

Kerr A.C, White R. V., Thompson P. M. E., Tarney J. and Saunders A. D. 2003. No oceanic plateau - no Caribbean plate ? The seminal role of an oceanic plateau in Caribbean plate evolution. In C. Bartolini, R.T. Buffler et Blickwede J., ed., *The Circum Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats Basin Formation and Plate Tectonics*: American Association of Petroleum Geology Memoir, v. 79, p.126–268.

Kesler S. E., Campbell I.H. and Allen C.M., 2005. Age of the Los Ranchos Formation, Dominican Republic: Timing and tectonic setting of primitive island arc volcanism in the Caribbean region. Geological Society of America Bulletin, v. 117, no. 7, p.987.

Kolla, V. and Macudra, D.B.Jr., 1988. Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. and Van Wagoner, J.C. (eds) *Sea level change – an integrated approach*. SEPM Special Publication v. 42, p. 381 - 392.

Kopp, H., 2013, Invited review paper: The control of subduction zone structural complexity and geometry on margin segmentation and seismicity: Tectonophysics, v. 589, p. 1-16.

Kopp, H., Weinzierl, W., Becel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E.R., Gailler, A., Galve, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., Roux, E., Trail, T., and Thales, T., 2011. Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc: Relevance for the formation of continental crust: Earth and Planetary Science Letters, v. 304, p. 121-134.

Laigle, M., Becel, A., de Voogd, B., Sachpazi, M., Bayrakci, G., Lebrun, J.-F., and Evain, M., 2013a. Along-arc segmentation and interaction of subducting ridges with the Lesser Antilles Subduction forearc crust revealed by MCS imaging. Tectonophysics, v. 603, p. 32-54.

Laigle, M., Hirn, A., Sapin, M., Bécel, A., Charvis, P., Flueh, E., Diaz, J., Lebrun, J.F., Gesret, A., Raffaele, R., Galvé, A., Evain, M., Ruiz, M., Kopp, H., Bayrakci, G., Weinzierl, W., Hello, Y., Lépine, J.C., Viodé, J.P., Sachpazi, M., Gallart, J., Kissling, E., and Nicolich, R., 2013b. Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach: Similarities with the Tohoku forearc. Tectonophysics, v. 603, p. 1-20.

Lallemand, S., Heuret, A., and Boutelier, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 6, Q09006, doi:10.1029/2005GC000917.

Lallemand, S. E., 1995. High rates of arc consumption by subduction processes: some consequences. Geology, v.23, p. 551-554.

Lallemand, S.E., 1999. La subduction océanique. Overseas Publishers Association, Gordon and Breach Science Publishers, 194 p.

Lallemand, S.E., and Le Pichon, X., 1987. Coulomb wedge model applied to subduction of seamounts in the Japan Trench: Geology, v. 15, p. 1065-1069.

Lallemand, S.E., Malavieille, J., and Calassou, S., 1992b. Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations.: Tectonics, v. 11, p. 1301-1313.

Lallemand, S. E., Schnurle, P. S., and Malavieille, J., 1994. Coulomb theory applied to accretionary and non accretionary wedges: Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. Journal of Geophysical Research, v. 99, p.12,033-012,055.

Lamb, S.H., and Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes: Nature, v. 425, p. 792-797.

Lardeaux, J.-M., Münch, P., Corsini, M., Cornée, J.-J., Verati, C., Lebrun, J.-F., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Léticée, J.-L., Fietzke, J., Mazabraud, Y., Cordey, F., and Randrianasolo, A., 2013. La Désirade island (Guadeloupe, French West Indies): a key target for deciphering the role of reactivated tectonic structures in Lesser Antilles arc building: Bulletin De La Societe Geologique De France, v. 184, p. 21-34.

Laursen, J., Scholl, D.W., and von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction: Tectonics, v. 21, p. 1038.

Laursen J, Normack WR., 2003. Impact of structural and autocyclic basin-floor topography on the depositional evolution of the deep-water Valparaíso forearc basin, central Chile. Basin Research, v. 15, p. 201-226.

Le Pichon, X., Henry, P., and Lallemand, S., 1993. Accretion and erosion in subduction zones: the role of fluids: Annual Reviews in Earth and Planetary Sciences, v. 21, p. 307-331.

Lebron M. C. and Perfit M. R., 1993. Stratigraphic and Petrochemical Data Support Subduction Polarity Reversal of the Cretaceous Caribbean Island Arc. The Journal of Geology, v. 101, no. 3, p. 389–396.

Lebron M.C and Perfit M.R.,1994. Petrochemistry and tectonic significance of Cretaceous island-arc rocks, Cordillera Oriental, Dominican Republic. Tectonophysics, v. 229, p.69–100.

Lebrun, J.-F., Begot, J., Cornée J.-J., Feuillet N., Fournier F. , Guennoc P. , Mazabraud Y. , Münch P. , Thinon I. , and Randrianasolo A. , 2008. Rapport de la campagne KaShallow1- N/O Antéa - 26 Avril

- 5 Mai. Sismique réflexion haute résolution dans le Bassin de Marie-Galante. Avant-Arc des Petites Antilles, *in* LaARGE., U.A.G., p. 199 .

Lebrun, J.-F., Cancouët, R., Thinon, I., Ammann, J., Cornée, J.-J., Delacourt, C., De Min, L., Deschamps, A., Feuillet, N., Franzetti, M., Gailler, L.-S., Léticée, J.-L., Mahamat, A., Marcaillou, B., Mazabraud, Y., Mompelat, J.-M., Münch, P., Leclerc, F., Randrianasolo, A., and Zami, F., 2011. Rapport de la campagne KaShallow 3 - B/P Beryx - 17Janvier - 19 Février . Bathymétrie haute-résolution "petit fonds", levé magnétique et draguage dans l'archipel guadeloupéen. Intégration Litto3D (SHOM et IGN). Université des Antilles et de la Guyane, p. 83.

Leclerc, F., Feuillet, N., Cabioch, G., Deplus, C., Lebrun, J.F., Bazin, S., Beauducel, F., Boudon, G., LeFriant, A., De Min, L., and Melezan, D., 2014. The Holocene drowned reef of Les Saintes plateau as witness of a long-term tectonic subsidence along the Lesser Antilles volcanic arc in Guadeloupe: *Marine Geology*, v. 355, p. 115-135.

Lebrun, J.-F., Cornée, J.-J., Münch, P., Guennoc, P., Thinon, I., Mazabraud, Y., Randrianasolo, A., Léticée, J.-L., Marcaillou, B., Gob, A., Fournier, F., Graindorge, D., Verati, C., Quillévéré, F., Feuillet, N., and Leclerc, F., 2009. Rapport de la campagne Kashallow 2 - N/O Le Suroît - 26 Janvier - 19 Février .Sismique réflexion haute résolution et carottages dans le bassin de Marie-Galante - Avant-arc des Petites Antilles. , Université des Antilles et de la Guyane, p. 222 + profils sismiques.

Léticée, J.-L., 2008. Architecture d'une plateforme carbonatée insulaire plio-pleistocène en domaine de marge active (avant-arc des Petites Antilles, Guadeloupe): Chronostratigraphie, sédimentologie et paléoenvironnements. Thèse de Doctorat, Pointe à Pitre, Université des Antilles et de la Guyane.

Leticée, J.L., Randrianasolo, A., Cornée, J.J., Münch, P., Lebrun, J.-F., Saint-Martin, J.P., and Villeneuve, M., 2005. Mise en évidence d'une discontinuité émergitive majeure au sein de la plateforme récifale plio-pléistocène de l'avant-arc des Petites Antilles: *Comptes Rendus Geosciences*, v. 337, p. 617-624.

Lewis SD, Hayes DE. , 1984. A Geophysical Study of the Manila Trench, Luzon, Philippines 2. Fore Arc Basin Structural and Stratigraphic Evolution. *Journal of Geophysical Research* 89: 9196-9214.

Lindsay, J. M., A. L. Smith, M. J. Roobol, and M. V. Stasuik, 2005. Dominica, in Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles, edited by J. M. Lindsay et al., pp. 1–48, Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, St. Augustine, Trinidad and Tobago.

Lugowski, A., Ogg, J., Gradstein, F.M. and Ault, A. 2011. Time Scale Creator 4.2.5 software. <http://www.tscreator.org>.

Luzieux L., Friedrich Heller, Richard A. Spikings, Cristian F. Vallejo and Wilfried Winkler, 2006. *Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1 °N and 3 °S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence.* *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p 400–414.

Mann, P., F. W. Taylor, R. Lawrence Edwards, and Teh-Lung Ku, 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip-faults: an example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*, v. 246, p. 1-69.

Mann P., Rogers R.D. and Gahagan L. M., 2007. Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. In J. Bundschuh et G. Alvarado, editors, *Central America: Geology. Resources and Hazards*, v. 1, p 201–237, London, Taylor and Francis.

Marcaillou, B., and Collot, J.-Y., 2008. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuador - South Manglares forearc basin: *Marine Geology*, v. 255, p. 30-44.

Marchesi C., C. J. Garrido, D. Bosch, J. A. Proenza, F. Gervilla, P. Monie et A. Rodriguez-Vega, 2007. *Geochemistry of Cretaceous Magmatism in Eastern Cuba : Recycling of North American Continental Sediments and Implications for Subduction Polarity in the Greater Antilles Paleo-arc.* *Journal of Petrology*, v. 48, no. 9, p.1813–1840.

Martini, E. 1971. *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation.* Roma, Ed. Tecnosci.

Martin-Kaye P.H.A., 1969. A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geol. Miner. Resources.*, 10(2), 171-206.

Masle, A.a.B., P. , 1994. Sedimentary basins and petroleum plays around the French Antilles: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*, v. Springer -Verlag, Special publication of the EAPG, p. 431-443.

Masle A. et Westercamp D., 1983. Géologie d'Antiga, Petites Antilles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 25, 855-866.

Mattinson JM., Pessagno Jr E A., Montgomery H. and Hopson C.A., 2008. Late Jurassic age of oceanic basement at La Désirade Island, Lesser Antilles arc. In: J. E. Wright et J. W. Shervais, éditeurs, *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*, volume 438, pages 175–190. Geological Society, London, Special Publications, 438.

Mauffret A. and Leroy S., 1997. Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province. *Tectonophysics*, vol. 283, p. 61–104.

Maury R.C, Westbrook G.K., Baker P. E., Bouysse P. and Westercamp D., 1990. Geology of the Lesser Antilles. In G. Dengo et J. E. Case, éditeurs, *The Geology of North America*, vol. H, The Caribbean Region, p141–165, Boulder, Colorado, The Geological Society of America.

McCann, W.R., and Sykes, L.R., 1984. Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate: Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 4493-4519.

McCann W.R. et Sykes L.R., 1986. Reply. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, n. B1, p.787–791.

McCann W.R., Dewey J.W, Murphy A.J. and Harding S.T., 1982. A large normal-fault earthquake in the overriding wedge of the Lesser Antilles subduction zone: the earthquake of 8 October 1974. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 72, no. 6, pages 2267–2283.

Miall, A., 2000. *Facies Analysis, Principles of Sedimentary Basin Analysis*, Springer Berlin Heidelberg, p. 141-248.

Miller, K.G., G.S. Mountain, J.D. Wright, and J.V. Browning. 2011. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, v.24 (2), p.40–53, doi:10.5670/oceanog.2011.26.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., and Todd, R.G., 1977. Regional seismic interpretation using sequences and eustatic cycles Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 60, p. 699-699.

Molengraaff G. A.F., 1931. De geologic van Nederlansch West Indies: Saba, St. Eustasius and St. Martin . Leidsche Geologische Mededeelingen, (Pays-Bas), vol.no 5: p. 715-739.

Montgomery H, Emile A. Pessagno Jr., John F. Lewis and Johannes Schellekens, 1994. *Paleogeography of Jurassic fragments in the Caribbean*. *Tectonics*, v. 13, no. 2, p725–732.

Montgomery, H., and Kerr, A.C., 2009. Rethinking the origins of the red chert at La Desirade, French West Indies, in James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., Origin and Evolution of the Caribbean Plate, Volume 328: *Geological Society Special Publication*. Bath, Geological Soc Publishing House, p. 457-467.

Moore, J.C., Biju-Duval, B., 1984. Tectonic synthesis, Deep Sea Drilling Project Leg 78A: structural evolution of offscraped and underthrust sediment, Northern Barbados Ridge Complex. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B, pp. 601 621. doi:10.2973/dsdp.proc.78a.133.1984.

Moretti I. and Ngokwey K., 1985. Aseismic ridge subduction and vertical motion of overriding plate. In Alain Mascle, editeur, *Geodynamique des Caraïbes*, p 245–253. Paris (Technip).

Müller, R.D., and Smith, W.H.F., 1993. Deformation of the oceanic-crust between the North-American and South-American plates. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, v. 98, p.8275-8291.

Münch, P., Cornee, J.-J., Lebrun, J.-F., Quillevere, F., Verati, C., Melinte-Dobrinescu, M., Demory, F., Smith, B., Jourdan, F., Lardeaux, J.-M., De Min, L., Leticee, J.-L., and Randrianasolo, A., 2014. Pliocene to Pleistocene vertical movements in the forearc of the Lesser Antilles subduction: insights from chronostratigraphy of shallow-water carbonate platforms (Guadeloupe archipelago): *Journal of the Geological Society*.

Münch, P., Lebrun, J.-F., Cornée, J.-J., Thinon, I., Guennoc, P., Marcaillou, B., Begot, J., Bertrand, G., Bes de Berc, S., Biscarrat, K., Claud, C., De Min, L., Fournier, F., Gailler, L.-S., Graindorge, D., Léticée, J.-L., Marié, L., Mazabraud, Y., Melinte-Dobrinescu, M., Moissette, P., Quillévére, F., Verati, C., and Randrianasolo, A., 2013. Pliocene to Pleistocene carbonate systems of the Guadeloupe archipelago, French Lesser Antilles: a land and sea study (the KaShallow project). *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 184 , p. 99-110.

Mutti E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Edited by: Zuffa, G. Provenance of Arenites, D. Reidel Publishing Co, Dordrecht, Holland.

Mutti, E. And Normark, W.R., 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: Weimer, P. and Link, M. H. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. New-York, Springer-Verlag.

Nagle F., Stipp J.J. et Fisher D.E., 1976. K-Ar geochronology of the Limestone Caribbees and Martinique, Lesser Antilles, West Indies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 401-412.

Nakamura, M., 2003. Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 217, p. 389-398.

Neill, I., Gibbs, J.A., Hastie, A.R., and Kerr, A.C., 2010. Origin of the volcanic complexes of La Désirade, Lesser Antilles: Implications for tectonic reconstruction of the Late Jurassic to Cretaceous Pacific-proto Caribbean margin: *Lithos*, v. 120, p. 407-420.

Neumann, A.C. and Macintyre, I.G., 1985. Reef response to sea level rise: Keep- up, catch-up, give-up. In: *Proc. of the 5th International Coral Reef Congress*, pp. 105-110, Tahiti.

Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R., and Uchida, J.-i., 2008. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites: *Marine Geology*, v. 254, p. 73-90.

Normark, W.R., Gordon, R.H., stow, D.A.V. And Bowen, A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, v.37: 1-18.

Normark, W.R., Piper, D.J.W., Posamentier, H., Pirmez, C., and Migeon, S., 2002. Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees: *Marine Geology*, v. 192, p. 23-58.

Okada, H. and D. Bukry , 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975)." *Marine Micropaleontology* v. 5(0), p.321-325.

Patriat, M., Pichot, T., Westbrook, G.K., Umber, M., Deville, E., Benard, F., Roest, W.R., Loubrieu, B., and Party, A.C., 2011. Evidence for Quaternary convergence across the North America-South America plate boundary zone, east of the Lesser Antilles: *Geology*, v. 39, p. 979-982.

Peter, G., Westbrook, G.K., 1976. Tectonics of the southwestern North Atlantic and Barbados Ridge Complex. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* v. 60, p.1076–1106.

Pichot, T., Patriat, M., Westbrook, G.K., Nalpas, T., Gutscher, M.A., Roest, W.R., Deville, E., Moulin, M., Aslanian, D., and Rabineau, M., 2012. The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America–South America plate boundary zone: *Marine Geology*, v. 303–306, p. 154-171.

Pindell J., Kennan, L., Maresh, W. V., Stanek K. P., Draper, G. and Higgs R, 2005. Plate- kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc–continent interactions : tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. In H. G. Av Lallemand and V. B.Sisson, éditeurs, Caribbean–South American plate interactions, Venezuela. *Geological Society of America Special Paper*, v. 394 p. 7–52.

Pindell, J., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V., and Draper, G., 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved. *Geologica Acta*, v. 4, p. 303-341.

Pindell, J.L. and Barrett, S.F., 1990. Geological evolution of the Caribbean Region, *in* Dengo, G., and Case, J.E., eds., The Caribbean Region, Volume H: Boulder, CO. *Geological Society of America*, p. 405-433.

Pindell, J.L. and Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, *in* James, K.H., Lorente, M.A., and Pindell, J.L., eds., *Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, v.328 ,p. 1-55. Special Publication: Bath, Geological Soc. Publishing House.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R., 2009. The processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. Journal of Sedimentary Research, v. 79, p. 347–362.

Pomar, L., 2001b. Types of carbonate platforms: a genetic approach: Basin Research, v. 13, p. 313-334.

Raffi, I., J. Backman, 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. Quaternary Science Reviews 25 (23–24): 3113-3137.

Ranero, C.R., Phipps Morgan, J., McIntosh, K.D., and Reichert, C., 2003. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. Nature, v. 425, p. 367-373.

Ranero, C.R., and Sallares, V., 2004. Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench. Geology, v. 32, p. 549-552.

Ranero, C.R., Von Heune, R., Weinrebe, W. And Reichert, C. 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Götze, H.J, Ramos, V.A., Strecker, M.R. and Wigger P. *The Andes – Active subduction orogeny*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Ranero, C.R., and von Huene, R., 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin: Nature, v. 404, p. 748-755.

de Raynal A., 1966. Carte géologique de la France à 1/50.000 : Feuille de Saint-Martin, Tintamarre et notice explicative. Département de la Guadeloupe, éd. BRGM, Paris.

Roest, W.R., and Collette, B.J., 1986. The Fifteen-Twenty fracture zone and the North American–South American plate boundary. Geological Society of London Journal, v. 143, p. 833–843, doi:10.1144/gsjgs.143.5.0833.

Roksandic, M.M., 1978, Seismic Facies Analysis Concepts: Geophysical Prospecting, v. 26, p. 383-398.

Romans, B.W., Normark, W.R., McGann, M.M., Covault, J.A., Graham, S.A., 2009. Coarse grained sediment delivery and distribution in the Holocene Santa Monica basin, California: Implications for evaluating source-to-sink flux at millennial time scales. *GSA Bulletin* 121, 1394-1408.

Roux, E., 2007. Reconnaissance de la structure sismique de la zone de subduction des Petites Antilles (Guadeloupe et Martinique) - Thèse de Doctorat. Paris, University Denis Diderot, Paris VI.

Ruellan, E., Delteil, J., Wright, I., and Matsumoto, T., 2003. From rifting to active spreading in the Lau Basin – Havre Trough backarc system (SW Pacific): Locking/unlocking induced by seamount chain subduction: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 4, p. 8909.

Sage, F., Collot, J.-Y., and Ranero, C.R., 2006. Interplate patchiness and subduction erosion. Geology, v. 34, p. 997-1000.

Samper, A., Quidelleur X., et al., 2007. Timing of effusive volcanism and collapse events within an oceanic arc island: Basse-Terre, Guadeloupe archipelago (Lesser Antilles Arc). Earth and Planetary Science Letters, v. 258, p. 175-191.

Sandwell, D.T., and Smith, W.H.F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry: Journal of Geophysical Research, v. 102, p. 10039-10054.

Scholz, C.H., and Small, C., 1997. The effect of seamount subduction on seismic coupling: Geology, v. 25, p. 487-490.

Shanmugam, G., Moiola, R.J. and Damuth, J.E., 1985. Eustatic control of submarine fan development. In: Submarine fans and related turbidite systems. A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes. New-York, Springer-Verlag: 23-28.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J. (1982). Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. Geology v.10, pp231-235

Shemenda, A.I., 1993. Subduction of the lithosphere and backarc dynamics insights from physical modeling. Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 16167-16185.

Shemenda, A.I., 1994. Subduction, Insights from physical modeling. London, Kuwer Academic Publishers, 215 p.

Sinton, C.W., Duncan, R.A., Storey, M., Lewis, J., and Estrada, J.J., 1998. An oceanic flood basalt province within the Caribbean plate. Earth and Planetary Science Letters, v. 155, p. 289-301.

Smith, W.H.F., and Sandwell, D.T., 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth sounding. Science, v. 277, p. 1956-1962.

Solomiac H., 1974. La géologie et la métallogénie de l'île de Saint-Martin (zone Française) . 7e Conférence Géologique des Caraïbes, Livret-Guide d'excursions dans les Antilles françaises, BRGM, Orléans (France), p. 95-108.

Spikings R.A, Winkler W., Hughes R. A. and Handler R., 2005. Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador : Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. Tectonophysics, v. 399, p.195–220.

Stein S., Engeln J.F., Wiens D.A., Fujita K. et Robert C Speed R.C. 1982. Subduction Seismicity and Tectonics in the Lesser Antilles Arc. Journal of Geophysical Research, vol. 87, no. B10, p. 8642–8664.

Stein S., Engeln J.F., Wiens D.A., Speed R.C. et Kazuya Fujita K., 1983. Slow subduction of old lithosphere in the Lesser Antilles. Tectonophysics, vol. 99, pages 139– 148.

Sykes, L.R., McCann, W.R., and Kafka, A.L., 1982. Motion of caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements. Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 656-676.

Thompson P. M. E., Kempton P. D., White R. V., Kerr A.C., Tarney J., Saunders A.D., Fitton J. G. et Mc- Birney A., 2003. Hf–Nd isotope constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean plateau and its relationship to the Galápagos plume. Earth and Planetary Science Letters, v. 217, p 59–75.

Torrini, R., Speed, R.C., 1989. Tectonic wedging in the forearc basin accretionary prism transition, Lesser Antilles forearc. Journal of geophysical research, v. 94, B8

Tucker, M.E., 1990. Geological background to carbonate sedimentation: Oxford, Blackwell Scientific Publications edn.

Tucker, M.E. and V.P. Wright, 1990. Carbonate Sedimentology: Oxford: Blackwell Scientific Publications, 482 p.

Twicheil, D.C. and Roberts, D.G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. Geology, v. 10, p. 408-412.

Uyeda, S., and Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 1049-1061.

Vail, P.R., Mitchum Jr., R.M., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thomson III, S., Sangree, J.B., Bubbs, J.N., and Hateilid, W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea-level.: Seismic stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration - in Payton, C.E. (Ed.), v. 26.

Vallejo C., Spikings R.A., Luzieux L., Winkler W., Chew D. and Page L., 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. Terra Nova, vol. 18, pages 264–269.

van Benthem, S., Govers, R., Spakman, W., and Wortel, R., 2013. Tectonic evolution and mantle structure of the Caribbean: Journal of Geophysical Research-Solid Earth, v. 118, p. 3019-3036.

Vannucchi, P., S. Galeotti, Clift, P.D.Ranero, C.R. and von Huene, R., 2004. Long-term subduction erosion along the Middle America trench offshore Guatemala. Geology v. 32 (7), p.617-620.

Vannucchi, P., Sak, P.B., Morgan, J.P., Ohkushi, K. and Ujiie, K. & IODP Expedition 334 Shipboard Scientists. 2013. Rapid pulses of uplift, subsidence, and subduction erosion offshore Central America: Implications for building the rock record of convergent margins. Geology, v. 41, p. 995–998.

Vannucchi, P., Scholl, D.W., Meschede, M., and McDougall-Reid, K., 2001. Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP, leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula. Tectonics, v. 20, p. 649-668.

Van wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in Wilgus, C.K., Hasting, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., Sea-Level Change—An Integrated Approach: SEPM, Special Publication 42, p. 39–45

Vogt, P., Lowrie, A., Bracey, D.R., and Hey, R.N., 1976. Subduction of aseismic ocean ridges: Effects on shape, seismicity and other characteristics of consuming plate boundaries. Geological Society of America Bulletin, v. Special Paper, 172.

von Huene, R., and Flueh, E.R., 1994. A review of marine geophysical studies along the Middle America Trench off Costa Rica and the problematic seaward terminus of continental crust: *Profil*, v. 7, p. 143-159.

von Huene, R., and Lallemand, S.E., 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 704-720.

von Huene, R., Ranero C. R., and Vannucchi, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology* v.32 (10), p. 913-916.

von Huene, R., and Ranero, C.R., 2003. Subduction erosion and basal friction along the sediment-starved convergent margin off Antofagasta, Chile: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 2079, doi:10.1029/2001JB001569.

von Huene, R., and Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, v. 29, p. 279-316.

Wade, B. S., P. N. Pearson, et al. 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale." *Earth-Science Reviews*, v.104 (1–3), p. 111-142.

Wadge, G., and J.B. Shepherd, 1984. Segmentation of the Lesser Antilles subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 71(2), p. 297–304.

Wallace, G., Moore, J.C., and DiLeonardo, C.G., 2003. Controls on localization and densification of a modern décollement: Northern Barbados accretionary prism: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 288-297.

Weaver, P.P.E. AND Kuijpers, A. , 1983. Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature* v. 306: 360-363.

Weber, J.C., Dion, T.H., De Mets, C., Ambeh, W.B., Jansma, P., Matioli, G., Sella, G., Bilham, R.G., and Perez, O., 2001. GPS estimate of relative motion between Caribbean and South American plates and geologic implications for Trinidad and Venezuela: *Geology*, v. 29, p. 75-78.

Wegener, A.L., 1919. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (La Genèse des océans et des continents : théories des translations continentales). Ed. Friedrich vieweg & sohn, 231p.

Weinberger, J.L., and Brown, K.M., 2006. Fracture networks and hydrate distribution at Hydrate Ridge, Oregon: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 245, p. 123-136.

Westbrook, G.K., 1982. The Barbados ridge complex: tectonics of a mature forearc system, *in* Leggett, J.K., ed., *Trench-forearc geology: Sedimentation and tectonics on modern and ancient active margins*: London, *The Geological Society of London*, p. 275-290.

Westbrook G. K., 1975. *The Structure of the Crust and UpperMantle in the Region of Barbados and the Lesser Antilles.* *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 43, p.201–237.

Westbrook, G.K., Mascle, A., Biju-Duval, B., 1984a. Geophysics and the structure of the Lesser Antilles forearc. In: Biju-Duval, B., Moore, J.C., et al. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 78A-78B, pp. 23–38.

Westbrook, G.K., Mauffret, A., Munsch, M., Jackson, R., Biju-Duval, B., Mascle, A., Ladd, J.W., 1984b. Seismic reflection ship tracks, depth to acoustic basement, depth to intermediate seismic reflectors, thickness of sediment above acoustic basement, thickness of sedimentary sequences above intermediate reflectors. 1984 In: Speed, R.C., Westbrook, G.K., et al. (Eds.), Lesser Antilles arc and adjacent terranes, Atlas 10, Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series. Marine Science International, Woods Hole, MA.

Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Bruhl, P., Bangs, N.L., and Tiley, G.J., 1988. Cross section of an accretionary wedge: Barbados Ridge complex. *Geology*, v. 16, p. 631-635.

Westbrook, G.K., and McCann, W.R., 1986. Subduction of the Atlantic lithosphere beneath the Caribbean: *Geol. Soc. of Am.*, v. The Western North Atlantic Region, p. 341–350.

Westercamp, D., 1980. La Désirade, carte géologique à 1:25000 et notice explicative, *in* Minieres, B.d.R.G.e., ed., Service Géologique National: Orléans, France.

Westercamp D. et Andreieff P., 1983. Saint-Barthélemy et ses îlets, Antilles françaises : stratigraphie, et évolution magmatostructurales. *Bulletin de la Société Géologique de France*. (7), no 25-6 : p. 873-883.

White R. V., Tarney J., Kerr A.C., Saunders A.D., Kempton P.D., Pringle M.S. and Klaver G.Th. , 1999. Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, v. 46, p 43–68.

Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History, Springer Berlin Heidelberg, 1st ed. 1975. 2nd printing 1978, 471p.

Wright, V.P. and Burchette, T.P., 1996. Shallow-water carbonate environments. Oxford, Blackwell Science, Ltd.

Partie V : Annexes

Annexes 1 : Profils retraités et paramètres utilisés

La totalité des profils sismiques KaShallow2 localisés sur l'éperon Karukéra a été retraitée par mes soins (35 profils + 9 localisés dans les bassins de Petite-Terre, Flandre et Arawak). La chaîne de traitement utilisé est décrite [Partie II, Chapitre III](#).

Cette annexe propose, à titre indicatif, la liste des profils retraités et les paramètres de détection de traces bruitées appliqués (voir liste ci-dessous). Certains profils sont segmentés en deux ou trois sections, et ont un taux de détection pour chaque section.

Exemple K09 :

K09 : mission KaShallow 2009 ; _011 : numéro de profil ; **70/70/50** : seuil de détection des traces bruitées pour les sections _011.1, _011.2 et _011.3 du profil.

Bassin Marie-Galante :

K09_03 : **85**
K09_04 : **350**
K09_07 : **75/75/80**
K09_08 : **200/250**
K09_21 : **80**
K09_24 : **350/200/300** ;
K09_37 : **200**
K09_38 : **350**
K09_80 : **300/300/500**.

Eperon Karukéra :

K09_11 : 70/70/50	K09_32 : 250
K09_12 : 250/300	K09_33 : 250
K09_13 : 80	K09_34 : 250
K09_14 : 600/360	K09_35 : 70
K09_15 : 300	K09_36 : 200
K09_16 : 250/300	K09_39 : 200
K09_17 : 400	K09_40 : 200
K09_18 : 200	K09_54 : 200/200/200
K09_19 : 350	K09_55 : 400/300
K09_20 : 350	K09_56 : 200/150/100
K09_22 : 350/450	K09_57 : 500
K09_23 : 250	K09_58 : 100/300/80/75
K09_24 : 350/200/300	K09_71 : 250/500
K09_28 : 300	K09_77 : 400
K09_29 : 300	K09_78 : 500
K09_30 : 150/300	K09_80 : 300/300/500
K09_31 : 300	K09_81 : 300
	K09_82 : 250

Annexes 2 : Échantillons du Bassin de Marie-Galante

Dans cette annexe, mon travail a consisté d'une part à décrire l'ensemble des lames minces pour déterminer les environnements de dépôts et d'identifier les foraminifères benthiques marqueurs biostratigraphique ; et d'autre part constituer une synthèse complète des données géologiques du Bassin de Marie-Galante.

L'annexe propose l'intégralité des analyses micropaléontologiques, microscopiques et macroscopiques des échantillons prélevés lors des missions à la mer KaShallow ([Lebrun et al. 2009](#)) dans les géographiques 1 à 4. Les zones 1, 2 et 3 correspondent du Nord au Sud à l'éperon Karukéra. La zone 4 à la Vallée de Marie-Galante (Marge sud Grande-Terre et nord Marie-Galante). La zone correspondant au Bassin Sud Grande-Terre ne sera pas abordée.

Les échantillons sont nommés en fonction de l'appareillage de prélèvement **KS** pour le carottier Kullenberg et **Cr** pour le carottier percuteur à roches (Cnexo-Ville). Au total, **40** sites de prélèvements ont été réalisés dans l'ensemble du Bassin de Marie-Galante, **33** ont fait l'objet d'un litholamellage (**LM**) dont 18 font l'objet d'une description détaillée, **27** échantillons ont été datés selon une méthode biostratigraphique sur la base des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques et des nannofossiles calcaires. A ces échantillons s'ajoutent, les dragages de la campagne ARCANTE1 qui ont fait l'objet d'une nouvelle datation biostratigraphique pour cette étude (37D, 39D₁ et 94D).

L'analyse micropaléontologique a été réalisée par Frédéric Quillévéré (Université Claude Bernard Lyon 1) et Auran Randrianasolo (Université des Antilles et de la Guyane) pour les foraminifères planctoniques ; et Mihaela Melinte-Dobrinescu (GEOECOMAR, Bucharest, Romania), pour les nannofossiles calcaires. On a utilisé la subdivision de [Berggren et al. \(1995\)](#) pour les foraminifères planctoniques et, [Martini \(1971\)](#) et [Okada and Bukry \(1980\)](#) pour les nannofossiles. Les intervalles calibrés utilisés sont donnés respectivement par [Wade et al. \(2011\)](#) pour les planctoniques et [Raffi et al. \(2006\)](#) pour les nannofossiles. Les descriptions des lames minces sont réalisées selon la classification de [Dunham \(1962\)](#) pour les roches carbonatées. La répartition des microfaciès d'environnements de plate-forme carbonatés ont été déterminés selon [Wilson \(1975\)](#).

Zone 1 – Nord du plateau axial de l'Éperon Karukéra

Analyse biostratigraphique

Carotte : CR30. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 16°16.07 N / 61°49.668 W. Profil : K09-011. Profondeur : 578m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée (mélange d'actuels et de fossiles ; seules les formes fossiles, ferruginisées, ont été analysées).

Globigerinoides sacculifer, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Neogloboquadrina incompta*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*, ***Globorotalia truncatulinoides***, ***Globorotalia tosaensis***, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia unguata*.

Intervalle biozonal : **Pt1a. Age : Calabrien, Pléistocène inférieur. Intervalle calibré : 1.93 Ma – 0.61 Ma.**

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée.

Gephyrocapsa spp., *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Braarudosphaera bigelowii*, small reticulofenestrids, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera multipora*, *Scyphosphaera spp*, *Rhabdosphaera clavigera*.

Age estimé : **Pléistocène inférieur** (Présence de ***C. macintyreii*** et **medium *Gephyrocapsa spp.***).

Autres : Bivalves, clastes divers, éléments détritiques.

***Dragage : Arcante1 : Échantillon : 37D1a. Localisation : NAP. Profil : Agua128. Profondeur : - 723m.**

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée à Bonne

Discoaster asymmetricus (FO Tortonien /LO Zanclean), *Discoaster brouweri* (FO 10.7 Ma / LO ~2 Ma), *Discoaster quinqueramus* (8.6-5.6), *Discoaster neohamatus* (10.8-5.6 Ma) *D. variabilis* (early Miocene-Mid Pliocene), *Sphenolithus abies*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. minuta*, *R. minutula*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus macintyreii*, *C. leptoporus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Umbilicosphaera jaffari*, *Syracosphaera pulchra*, *Triquetrorhabdulus rugosus* (FO au Seravailien and LO base du Pliocène), *Thoracosphaera sp.*, *Pontosphaera multipora*, *P. japonica*

Autre : Riche et assemblage diversifié avec large dominance Discoasterids ; paléoenvironnement : eau chaude milieux marin ouvert. Remaniment de faune Miocène inférieur.

Age estimé : Tortonien, Miocène supérieur.

Analyse microscopique – macroscopique

Microscopique

Lames minces : LM CR26, LM CR28, LM CR30, LM CR31

Macroscopique :

Échantillon de Roches : R-CR25, R-CR26, R-CR28, R-CR30 et R-CR31

Lame Mince : LM-CR26. **Localisation :** Nord-Est Banc Flandre. **Profil :** K08-098. **Profondeur :** -95,2 m.

Nom : Packstone à algues rouges.

Lithologie : Packstone.

Matrice : Micritique.

Diagenèse : Micritisation des bioclastes.

Porosité : Inter-granulaire (10%).

Bioclastes et lithoclastes : Algues rouges encroûtantes (++), rares foraminifères planctoniques (+/-) (Globigérines), foraminifères benthiques (Amphistégines, Miliolidae) (+), Serpules, clastes volcaniques remaniés, foraminifères encroûtants (Acervulinidés), spicules d'oursin. Type calcaire à rhodolithes.

Environnement de dépôts : Energie modérée à forte, Plate-forme interne. Infralittoral Inférieur **Paléobathymétrie :** -40m à -60m.

Unité sismique : Top Us7- Banc Flandre, zone Nord éperon Karukéra.



Macro : R-CR26. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : Nord-Est Banc Flandre. Profil : K08-098. Profondeur : -95,2 m.

Nom : Calcaires bioclastiques actuels ou holocènes (possible)

Bioclastes et lithoclastes : Serpules, bryozoaires, algues rouges, foraminifères encroûtants, algues encroûtantes, brachiopodes vivants, foraminifères benthiques vivants.



Environnement de dépôts : Infralittoral

Paléobathymétrie : -10 à -40m

Lame Mince : CR28. Localisation : 16° 20.9'N/60°54.91'W. Profil : K09-007. Profondeur : -360 m

Nom : Packstone à Algue rouge

Matrice : Packstone

Diagenèse : Frange fibreuse micritique, sparite fibreuse, sparite irrégulière (vadose ?)

Bioclastes et lithoclastes : Foraminifères benthiques (Textularia, Amphistégines, Nummulites), foraminifères planctoniques (globigérinidés), mollusques ind., Fragments échinodermes.



Environnement de dépôts : Énergie modérée à faible, plate-forme externe, Infralittoral Inférieur.

Paléobathymétrie : -20 à -40 m max.

Unité sismique : Us5 éperon – Bassin Flandre

Cf : Planche : LMZone1

Macro : CR28. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 16° 20.9'N/60°54.91'W. Profil : K09-007. Profondeur : -360 m

Nom : Grainstone à Amphistégines

Autre : petits fragments de coraux.

Fragment A : encroûtement algaire actuel au sommet (gris foncé), Bryozoaire (B), fragment C : micropaléontologie



Environnement de dépôts : Infralittoral.
Paléobathymétrie : -10 à -40m

Lame Mince : CR30. Localisation : 16°16.07 N / 61°49.668 W. Profil : K09-011. Profondeur : -578m

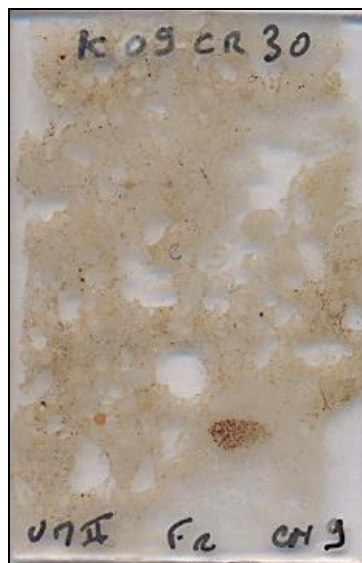
Nom : Packstone à bioclastique à débris coralliens.

Porosité : Moldique

Matrice : Sparite

Diagenèse : Ciment drusique, passage dans la zone vadose, recristallisation.

Bioclastes et lithoclastes : foraminifères benthiques (Amphistégines), algues rouges encroûtantes association foraminifères encroûtants, Foralgalith, coraux, fragments d'algues vertes.



Environnement de dépôts : Énergie modérée à forte, Plate-forme interne, Infralittoral Supérieur
Paléobathymétrie : -10 à -20m max.

Macro : R-CR30. **Échantillon :** Ogive à roche. **Localisation :** 16°16.07 N / 61°49.668 W. **Profil :** K09-011. **Profondeur :** -578m

Nom : Packstone bioclastiques

Lithoclastes : galet vert, quartz.

Encroûtement en surface (manganèse Mn)

Environnement de dépôts : Infralittoral

Paléobathymétrie : -10 à -40m



Lame Mince : CR31. **Localisation :** 16°12.009/60°54.848W. **Profil :** K09-011. **Profondeur :** -575m.

Nom : Wackstone-Packstone à foraminifères planctoniques.

Matrice : Wackstone-Packstone

Diagenèse : frange micritique, ciment marin.

Bioclastes et lithoclastes : Mollusques, Foraminifères ferruginisés, brachiopodes, gastéropodes, Foraminifères planctoniques (++), éléments volcano-clastiques (+). Très remanié.

Environnement de dépôts : Énergie faible, Pente- Circa-littoral, bassin profond.

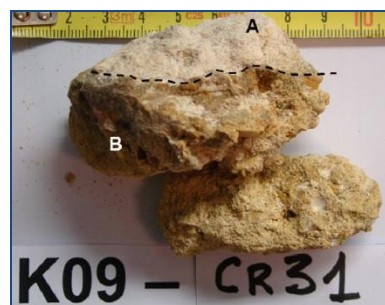
Paléobathymétrie : ~100m min



Macro : CR31. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 16°12.009/60°54.848W. Profil : K09-011. Profondeur : -575m.

Nom : Packstone bioclastique

A : Sédiment superficiel en « remplissage » au-dessus surface indurée. Riche en foraminifères ferruginisés.



B : Calcaire bioclastique à pecten, gastéropodes, brachiopodes, radioles d'oursins, scaphopodes, ptéropodes, foraminifères planctoniques, lamellibranches, coraux. Excellent état de conservation.

Environnement de dépôts : Infralittoral

Paléobathymétrie : -10 à -40m

Données complémentaires utilisées ARCANTE1 et TRIDENT

Les données de dragages ARCANTE1 sont extraites des rapports BRGM :

Andreieff et al., (1979) et Bouysse and Guennoc (1982).

Ces données permettent de localiser les zones d'affleurements du socle métamorphique de La Désirade au nord du Bassin de Marie-Galante et de compléter nos données en termes d'âge et d'environnements de dépôts.

N°	Profondeur (m)	Age	Nature	Environnement de dépôts
33V	-60m	Holocène	Calcaire à Algues Rouges	Plate-forme peu profonde
35D	-900m à -850 m	Mésozoïque	Métabasalte-métarhyodacite	Socle métamorphique
36D	-365 m	Mésozoïque	Roches métamorphiques très altérées	Socle métamorphique
*37D	-1700m -1570 m	* Miocène Supérieur	Calcaire récifal	Plate-forme Peu-profonde
41D ₂	-2800à -2700m	Miocène basal (Zone à Globorotalia kugleri)	Marne tuffitique	Bassin
41D ₃	-2800à -2700m	Miocène Inférieur (Zone à Catapsydrax dissimilis)	Marne tuffitique	Bassin
41D ₄	-2800à -2700m	Miocène supérieur (Zone à Globoquadrina humerosa)	Marne tuffitique	Bassin
43D ₃	-1000à -900m	Miocène Inférieur (Zone à Catapsydrax dissimilis)	Calcaire+/- tuffitique Tuffite contenant des andésites	Bassin Socle métamorphique
43D ₆	-1000à -900m	Oligocène Moyen (Zone à Globorotalia opima)	Calcaire+/- tuffitique néritique	Plate-forme
ST6	-3000m	Pliocène Inférieur	Marne	Bassin
ST17	-2250m	Miocène Moyen	Marne Métadolérite, métadiorite	Bassin

			quartzitique	Socle métamorphique
ST18	-2150m	Mésozoïque	Méta-andésite	Socle métamorphique
ST18a	-2150m	Eocène Inf.	Calcaire marneux pélagique (influence néritique algues et Discocyclines)	Pente- Bassin
ST18b	-2150m	Paléocène-Éocène	Calcaire para-récifal à foraminifère benthique (Discocycline)	Plate-forme
ST21	-3500m	Mésozoïque	Diorite quartzitique, méta-andésite, tuf rhyolitique	Socle métamorphique
ST25	1500	Pliocène Moyen	Marne	Bassin
ST28	2000-1000m	Mésozoïque	Métatonalite	Socle métamorphique

*Nouvelle détermination biostratigraphique dans cette étude (base : nannofossiles calcaires)

Zone 2 – Centre du plateau axial de l'Éperon Karukéra

Analyse biostratigraphique

Carotte : KS35. Échantillon : Base de tube. Localisation : 16 °02.0 N/ 60°47.3 W. Profil : K09-022. Profondeur : -780m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée (mélange d'actuels et de fossiles ; seules les formes fossiles ferruginisées ont été analysées).

*Orbulina universa, Globigerinoides quadrilobatus, Globigerinoides sacculifer, Globigerinoides ruber, Globigerinoides conglobatus, **Globigerinoides obliquus**, Globigerinoides trilobus, Sphaeroidinella dehiscens, Neogloboquadrina humerosa, Neogloboquadrina dutertrei (mélange actuel ?), Neogloboquadrina incompta (mélange actuel ?), Pulleniatina obliquiloculata (mélange actuel ?), Pulleniatina sp. Globorotalia tumida, Globorotalia crassaformis, Globorotalia tosaensis, Globorotalia aff. Truncatulinoidea (mélange actuel ?), Globorotalia menardii.*

Intervalle biozonal : **Pl6 – Pt1a ?** Age : **Gélasien, Pliocène terminal ou Pléistocène basal**. Intervalle calibré : **2.39 Ma** (absence de *miocenica*) **Ma – 1.30 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Faible.

Sphenolithus abies, Calcidiscus leptoporus, Calcidiscus macintyreii, Braarudosphaera bigelowii, petit reticulofenestrads, Helicosphaera carteri, Helicosphaera sellii, Pontosphaera multipora.

Age estimé : **Zancléen terminal, Pliocène Inférieur** (apparition de *Sphenolithus spp*, absence de *R. pseudoumbilicus*).

Observations : Retombées de foraminifères planctoniques, mélanges via bioturbation suspectés. Lames minces, échantillon macroscopique.

Autres :

Rares foraminifères benthiques hyalins.

Carotte : KS36. Échantillon : Base de tube. Localisation : 16°02.0 N / 60°47.3 W. Profil : K09-022. Profondeur : -920m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus*, ***Globigerina nepenthes***, *Globigerinella siphonifera*, *Candeina nitida*, *Sphaeroidinellopsis paenedehicens*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Sphaeroidinellopsis kochi*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia plesiotumida*, *Globorotalia scitula*., *Globorotalia margaritae*, ***Globorotalia exilis***, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassula*, *Globorotalia puncticulata*.

Intervalle biozonal : **PI1b**. Age : **Zancléen, Pliocène inférieur**. Intervalle calibré : **4.45 Ma – 4.37 Ma**.

Nannofossiles calcaires

Préservation : Modérée.

Reticulofenestra pseudumbilicus, *Sphenolithus abies*, *Discoaster asymmetricus*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster triradiatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrids*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Pontosphaera multipora*.

Age estimé : **Zancléen Supérieur** (basé sur la présence de ***R. pseudumbilicus*** et ***Sphenolithus*** et absence de ***Amaurolithus primus***).

Autres :

Présence de foraminifères planctoniques actuels ; rares bioclastes.

Observations :

Rares taxons miocènes remaniés.

Carotte : CR43. Échantillon : Ogive. Localisation : 15°58.5 N/60°48.9 W. Profil : K09-020. Profondeur : -600m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée à Bonne

Orbulina universa, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides extremus*, ***Sphaeroidinellopsis seminulina***, *Sphaeroidinellopsis paenedehicens*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinita glutinata*, *Pulleniatina praecursor*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia tumida*, ***Globorotalia mioceanica***.

Intervalle biozonal : **PI3**. Age : **Zancléen supérieur ; Pliocène Inférieur**. Intervalle calibré : **3.77 Ma - 3.16 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Preservation : Bonne.

Sphenolithus abies, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera japonica*, *Calcidiscus leptoporus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera spp*, *Syracosphaera pulchra*, *small reticulofenestrids*.

Age estimé : **Zancléen Supérieur**, occurrence commune de ***Sphenolithus abies*** (HO à la limite Zancléen/Plaisancien) et de ***R. pseudoumbilicus*** (HO dans le Zancléen supérieur).

Observations :

Rares taxons oligo-miocènes remaniés.

Marne silteuse riche en foraminifères planctoniques avec encroûtement algaires. Environnement de dépôts : bassin.

Carotte : Cr45. Échantillon : Base de tube. Localisation : 15°58.137N / 60°49.006W. Profil : K09-020. Profondeur : -900m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée à bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides extremus*, *Globigerinoides obliquus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinita glutinata*, *Candeina nitida*, *Pulleniatina praecursor*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina incompta*, ***Globorotalia tosaensis***, ***Globorotalia exilis***, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia unguata*

Intervalle biozonal : **PI3-PI6**. Age : **Zancléen à Plaisancien**. Intervalle calibré : **3.35 Ma – 2.09 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée à pauvre.

Reticulofenestra pseudumbilicus, *Sphenolithus abies*, *Discoaster brouweri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrids*, *Helicosphaera carteri*.

Age estimée : **Zancléen Supérieur** (co-occurrence de ***R. pseudumbilicus*** et ***S. abies***; absence de ***A. primus***).

Autres :

Rares bioclastes

Analyse microscopique – macroscopique

Microscopique :

Lames minces : LM-KS35, LM-KS35 base, LM-CR45.

Macroscopique :

Echantillon de roche (ogive) : R-KS35, R-CR45, miniC- CR43 et R-KS37

Lame Mince : LM-KS35. **Localisation** : 16°02.063N/60°47.366W, Bordure ouest de l'éperon Karukéra (centre). **Profil** : K09-022. **Profondeur** : -778 m.

Nom : Wackstone-Packstone à Amphistégines

Matrice : Wackstone-Packstone

Diagenèse : Ciment micritique marin

Bioclastes et lithoclastes : Amphistégines (++) bombés, foraminifères encroûtants (Planorbubulinidea), fragments rares mollusques, foraminifères planctoniques

Environnement de dépôts : Énergie faible à modérée, Plate-forme interne, Infra-littoral Inférieur.

Paléo-Bathymétrie : -60m max

Unité sismique : Top Us4 éperon



Macro : R- KS35. **Localisation** : 16°02.063N/60°47.366W, Bordure ouest de l'éperon Karukéra (centre). **Profil** : K09-022. **Profondeur** : -780 m.

Nom : Packstone à *Agaricia* sp

Environnement de dépôts : Récifal

Paléo-Bathymétrie : -20 à -60m



Lame Mince : LM- KS35base. **Localisation :** 16°02.063N/60°47.366W, Bordure ouest éperon Karukéra. **Profil :** K09-022. **Profondeur :** -780m.

Nom : Wackstone-Packstone à Amphistégines

Matrice : Wackstone-Packstone

Diagenèse : Frange micritique, 2- Sparitisation

Bioclastes et lithoclastes : Foraminifères benthiques (Amphistéginidés, Miliolidés et, Textularia), Foraminifères planctoniques (Globigerinidés, Algues encroutantes, foraminifères encroutants, Alveolinidés, algues vertes rares



Environnement de dépôts : Moyenne énergie modérée à faible, Plate-forme interne, infralittoral inférieur à circalittoral supérieur.

Paléo-Bathymétrie : -20m à -40m max

Unité sismique : Us5 éperon.

Cf : LM-Zone2

Macro : KS37. **Localisation :** 15°58.710/60°48.373W, Horst bordure ouest éperon Karukéra. **Profil :** K09-020. **Profondeur :** -578m.

Nom : Calcaires bioclastiques pararécifale. Fragments de coraux, bryozoaires, algues rouges et Amphistégines.

Environnement de dépôts : Para-récifal

Paléo-Bathymétrie : 20-60m



Lame Mince : CR45. Échantillon : Ogive. Localisation : 15°58.146/60°49.004, Bordure ouest éperon Karukéra. Profil : K09-020. Profondeur : -900 m

Nom : **Packstone à foraminifères planctoniques**

Lithologie : Packstone

Matrice : Micrite

Bioclastes et lithoclastes : Forte abondance de débris volcaniques. Foraminifères planctoniques (Globigerinidés). Miliolidés

Environnement de dépôts : Energie modéré, domaine marin ouvert, Pente à Bassin

Paléobathymétrie : -150m à -200 m min

Unité sismique : base de l'unité Us4 éperon

Cf : LM-Zone2



Macro : R-CR45. Échantillon : Ogive. Localisation : 15°58.146/60°49.004, Bordure ouest éperon Karukéra. Profil : K09-020. Profondeur : -900 m.

Nom : **Marnes sableuses**

Mal indurées avec encroûtement de Mn au sommet



Environnement de dépôts : Marin profond, Pélagique, Bassin

Paléo-Bathymétrie : ~200min sous la zone photique.

Macro : mini-Carotte- CR43. **Échantillon :** Ogive. **Localisation :** 15°58.5 N/60°48.9 W. **Profil :** K09-020. **Profondeur :** -600m

Nom : Marnes sableuses avec encroûtement en surface

Base : détermination biostratigraphique (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires, Pliocène Inférieur)

Environnement de dépôts : Bassin

Paléo-Bathymétrie : ~200m sous la zone photique.

Unité sismique : Milieux Us4, éperon Karukéra, sous plate-forme de la bordure ouest (Us5).



Données complémentaires utilisées

N°	Profondeur (m)	Age	Nature	Environnement de dépôts
31D ₁ et D ₂	-750m	Pliocène Inférieur (Zone à Globorotalia margaritae)	Tuffite pélagique +/- marneuse	Bassin
31D ₃	-750m	Plio-Pléistocène	Calcaire pararécifale à algues	Plate-forme

Zone 3 - Sud du plateau axial de l'Éperon Karukéra

Analyse biostratigraphique

Carotte : KS38. Échantillon : OGIVE. Localisation : 15°43.087N /60°34.417W, Sud éperon Karukéra. Profil : K09-055. Profondeur : -2120,6m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Très bonne.

*Orbulina universa, Globigerinoides sacculifer, Globigerinoides quadrilobatus, Globigerinoides ruber, Globigerinoides conglobatus, Globigerinella siphonifera, Candeina nitida, Sphaeroidinella dehiscens, Neogloboquadrina incompta, Neogloboquadrina dutertrei, Globorotalia tumida, Globorotalia menardii, **Globorotalia truncatulinoides, Globorotalia tosaensis.***

Intervalle biozonal : **Pt1a.** Age : **Calabrien, Pléistocène inférieur.** Intervalle calibré : **1.93 Ma – 0.61 Ma.**

Nannofossiles calcaires :

Néant

Autres :

Bioclastes de bivalves, gastéropodes, scaphopodes. Ptéropodes, foraminifères benthiques.
*Remarque : **LM-KS38**, présence de foraminifères benthiques Oligocène à Miocène Inférieur type **Myogipsinidés.**

Carotte : K09-KS39. Échantillon : S1 (61-65 cm). Localisation : 15°45.00 N/ 60°40.00 W, Canyon Arawak. Profil : K09-080. Profondeur : -2014m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerinella siphonifera*, *Sphaeroidinella dehicens*, ***Sphaeroidinellopsis seminulina***, *Pulleniatina praecursor*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina incompta*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globorotalia mioceanica*, *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia crassaformis*, ***Globorotalia tosaensis***, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia pertenuis*.

Intervalle biozonal : **PI3**. Age : **Plaisancien, Pliocène moyen**. Intervalle calibré : **3.35 Ma - 3.16 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne.

Discoaster brouweri, ***Discoaster pentaradiatus***, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera spp*, *Syracosphaera pulchra*, *petit reticulofenestrids*, *Thoracosphaera spp*.

Age estimé : **Pliocène Supérieur, base du Gelasien** basé sur la présence de ***Discoaster pentaradiatus***.

Autres :

Rares minéraux volcaniques, rares foraminifères benthiques. Remaniment possible ? Dans la partie supérieure de la carotte. Les sections inférieures sont cohérentes.

Carotte : KS39. Échantillon : S1 (84-88 cm). Localisation : Canyon Arawak, 15°45.00 N/ 60°40.00 W.
Profil : K09-080. Profondeur : -2014m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Très bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Pulleniatina praecursor*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina incompta*, ***Dentoglobigerina altispira***, *Globorotalia mioceanica*, *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia crassaformis*, ***Globorotalia tosaensis***, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia puncticulata*.

Intervalle biozonal : **PI3**. Age : **Plaisancien, Pliocène moyen**. Intervalle calibré : **3.35 Ma - 3.13 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne.

Discoaster tamalis, ***Discoaster surculus***, *Discoaster brouweri*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster triradiatus*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera spp*, *Syracosphaera pulchra*, *small reticulofenestrids*, *Thoracosphaera spp*.

Age estimé : **Plaisancien, Pliocène Moyen** (Présence de ***Discoasterids*** (***D. tamalis***, ***D. surculus***) et absence de ***Sphenolithus spp.***).

Autres :

Abondants minéraux volcaniques, rares foraminifères benthiques, bioclastes (bivalves, échinodermes).

Carotte : KS39. Échantillon : S2 : 133-136 cm. Localisation : Canyon Arawak, 15°45.00 N/ 60°40.00 W. Profil : K09-080. Profondeur : -2014m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Très bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides extremus*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerina falconensis*, *Globigerina apertura*, *Globigerinella siphonifera*

Globigerinita glutinata, *Sphaeroidinella dehicens*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Pulleniatina* aff. *Primalis*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Neogloboquadrina humerosa*, ***Dentoglobigerina altispira***, *Globorotalia mioceanica*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia pertenuis*, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia puncticulata*, ***Globorotalia tosaensis***, *Globorotalia bermudezi*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia multicamerata*.

Intervalle biozonal : **PI3**. Age : **Plaisancien, Pliocène moyen**. Intervalle calibré : **3.35 Ma - 3.13 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne.

Discoaster tamalis, ***Discoaster surculus***, *Discoaster brouweri*, *Discoaster pentaradiatus*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Syracosphaera pulchra*, *small reticulofenestrads*, *Pontosphaera multipora*, *Thoracosphaera* spp.

Age estimé : **Plaisancien, Pliocène Moyen**. Présence de **Discoasterids** (***D. tamalis***, ***D. surculus***)
absence de ***Sphenolithus* spp.**

Autres :

Mélange possible avec foraminifères planctoniques actuels.

Carotte : KS39. Échantillon : Base de tube. Localisation : Canyon Arawak, 15°45.00 N/ 60°40.00 W.
Profil : K09-080. Profondeur : -2014m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée à bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerina* sp., *Globigerinella siphonifera*, *Candeina nitida*, *Sphaeroidinella dehicens*, ***Sphaeroidinellopsis seminulina***, *Pulleniatina praecursor*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Neogloboquadrina humerosa*, ***Dentoglobigerina altispira***, *Globorotalia mioceanica*, *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia* aff. *Cibaoensis*, *Globorotalia pertenuis*, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia puncticulata*, *Globorotalia tosaensis*.

Intervalle biozonal : **PI3**. Age : **Plaisancien, Pliocène moyen**. Intervalle calibré : **3.35 Ma - 3.16 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne.

***Pseudoemiliana lacunosa*, medium *Gephyrocapsa* spp.**, *Calcidiscus leptoporus*, *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrids*, *Helicosphaera carteri*.

Age estimée : **Pleistocène Moyen** (basé sur l'apparition de ***P. lacunosa*** et **medium *Gephyrocapsa*** et l'absence de ***R asanoi***.)

Autres :

Mélange possible avec foraminifères planctoniques actuels.

Carotte : KS40. Échantillon : OGIVE. Localisation : Bordure ouest éperon Karukéra, 15°47.749 N /60°39.28 W. Profil : K09-080. Profondeur : -1660m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée.

Orbulina universa, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides extremus*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinella siphonifera*, *Candeina nitida*, *Globigerinita glutinata*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Pulleniatina primalis*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globorotalia multicamerata*, *Globorotalia limbata*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia scitula*.

Intervalle biozonal : **PI2**. Age : **Zancléen, Pliocène inférieur**. Intervalle calibré : **4.31 Ma - 3.85 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée.

Amaurolithus primus, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus abies*, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster triradiatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus macintyreii*, *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrids*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*.

Age estimé : **Zancléen Moyen** (basé sur la présence de ***Amaurolithus primus***).

Analyse microscopique – macroscopique

Microscopiques :

Lames minces (LM) : **KS38** et **KS41**

Macroscopiques :

Carottes : **KS39**, **mini-KS40**

Échantillons de Roche : **R-KS38** et **R-KS41**

Lame Mince : LM-KS38. Échantillon : OGIVE. Localisation : Bordure sud éperon Karukéra, 15°43.090N /60°34.417W. Profil : K09-055. Profondeur : -2120 m.

Nom : Wackstone- Packstone à foraminifères benthiques

Matrice : Wackstone- Packstone

Diagenèses : frange micritique, ciment marin.

Porosité : Intragranulaire

Bioclasts et Lithoclasts : Amphistégines (Amp), fragment de coraux (Cr), Acervulinidés, Echinoides (Ech), foraminifères encroûtants, Gastéropodes, Brachiopodes (Bra), Alveolinidés, Nummulites (Num), *Myogipsinids* (++) , algues vertes, rares algues rouges.

Benthique/Planktonique >1.

Environnement de dépôts : Énergie faible à moyenne

Plate-forme ouverte- pente externe.

Unité sismique : Top Us2, éperon Karukéra



Macro : R-KS38. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : Bordure sud éperon Karukéra, 15°43.090N /60°34.417W. Profil : K09-055. Profondeur : -2120 m.

Nom : Packstone à Algues Rouges

Bioclastes et Lithoclastes : Gastéropodes, Lamellibranches, foraminifères et Halimeda (dissous)

Unité sismique : Top Us2, éperon Karukéra



Lame Mince : LM- KS41. Échantillon : Ogive. Localisation : 15°48.904/60°33.55, Sud éperon Karukéra, Escarpement N130°E. Profil : K09-055. Profondeur : -1824 m.

Nom : Ooze à foraminifères planctoniques

Lithologie : Grainstone- Ooze

Matrice : Micro sparite

Diagenèse : Légère frange micritique, ciment marin

Porosité : Intragranulaire 60%

Bioclastes et-Lithoclastes Foraminifères planctoniques (globigerinidae), Galets mous, dépôts géotropes.



Environnement de dépôts : Domaine marin ouvert, Bassin

Unité sismique : Milieu Us3 éperon Karukéra

Macro : KS41. Échantillon : Base de tube. Localisation : 15°48.904/60°33.55, Sud éperon Karukéra, Escarpement N130°E. Profil : K09-055. Profondeur : -1799 m.

Nom : Grainstone à foraminifères planctoniques

Fragments de croûtes de Mn



Environnement de dépôts : Marin ouvert, Bassin

Paléo-Bathymétrie : -200m min

Unité sismique : Milieux Us3, éperon Karukéra

Macro : KS40. **Échantillon :** Ogive. **Localisation :** 15°47.630/60°39.410, Bordure ouest éperon Karukéra. **Profil :** K09-080. **Profondeur :** -1660m.

Nom : Marnes sableuses bioturbées

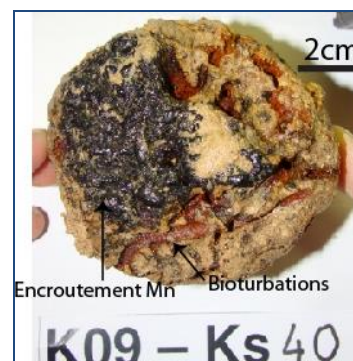
Base : détermination biostratigraphique

Environnement de dépôts : marin profond, bassin

Paléo-Bathymétrie : -200 m min

Autre : encroûtement de Mn au sommet

Unité sismique : base Us4, éperon Karukéra



Macro : KS39. **Échantillon :** Carotte S1-S2. **Localisation :** Canyon Arawak, 15°45.00 N/ 60°40.00 W. **Profil :** K09-080. **Profondeur :** -1980m.

Nom : Marne sableuse

Environnement de dépôts : Bassin profond. Bordure de canyon sous-marin

Unité sismique : Ensemble sédimentaire 4 (E4, U4.2 bassin Arawak, rattaché à Us4 éperon Karukéra)

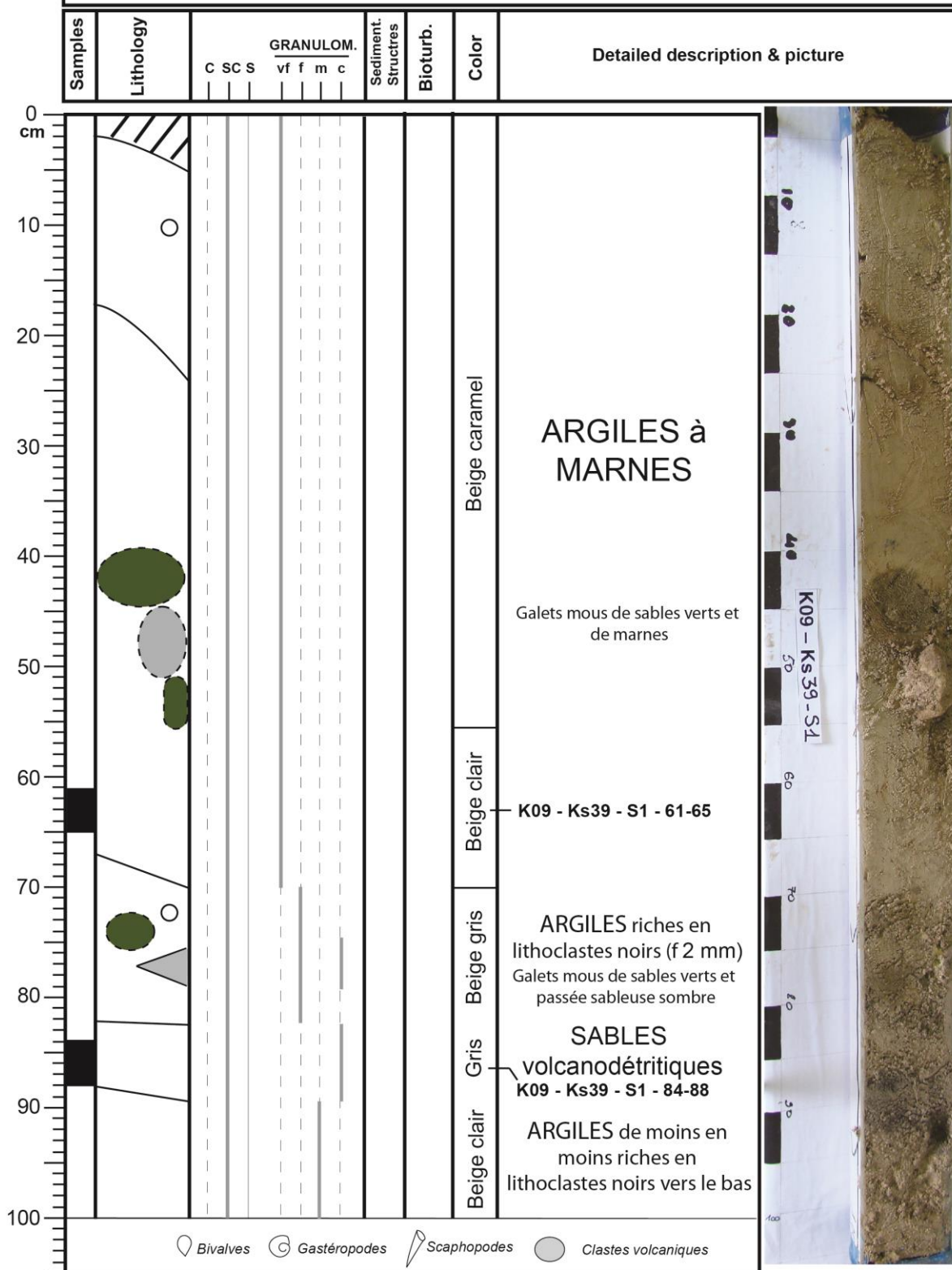
Autre : détermination biostratigraphique

KASHALLOW 09 - Leg 2

Core : K09-Ks39

Section : S1 (1/2)

Section depth : 0-100 cm



C = Carbonaté ; SC = Silico-carbonaté.; S = Siliceux
 vf = very fine (0.063-0.125 mm), f = fine (0.125-0.250 mm), m = medium (0.250-0.5 mm); c = coarse (0.5-1.6 mm)

KASHALLOW 09 - Leg 2

Core : K09-Ks39

Section : S2 (2/2)

Section depth : 100-143 cm

Samples	Lithology	GRANULOM.					Sediment. Structures	Bioturb.	Color	Detailed description & picture
		C	SC	S	vf	f	m	c		
0 cm										
10										
20										<p>ARGILES à MARNES</p>
30										
40										<p>K09 - Ks39 - S2 - 133-136</p>
50										
60										
70										
80										
90										
100										

C = Carbonaté ; SC = Silico-carbonaté.; S = Siliceux
 vf = very fine (0.063-0.125 mm), f = fine (0.125-0.250 mm), m = medium (0.250-0.5 mm); c = coarse (0.5-1.6 mm)



Bivalves



Gastéropodes



Scaphopodes



Clastes volcaniques

Zone 4 – Vallée de Marie- Galante : Marges Sud Grande-Terre et Nord Marie-Galante.

Analyse biostratigraphique

ROV : BMG2. Localisation : 16° 02.902N / 61° 30.302W. Profil : Agua 093-094, K09-85. Profondeur :- 500m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée.

Globigerina praebulloides, *Globigerina falconensis*, *Zeoglobigerina woodi*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinita uvula*, *Globigerinoides* cf. *altiapertura*, *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides* cf. *trilobus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia* cf. *acrostoma*, *Globorotalia* cf. *miozea*, *Dentoglobigerina altispira altispira*, *Globoquadrina baroemoensis*, *Dentoglobigerina altispira globosa*, *Globoquadrina venezuelana*.

Intervalle biozonal : **M4-M5**. Age : **Transition Miocène inférieur – Miocène moyen** (Burdigalien sup. à Langhien ?)

Nannofossiles calcaires :

Triquetrorhabdulus carinatus (FO in NP25), *Triquetrorhabdulus challenger* (FO in NN1), *Sphenolithus capricornutus* (total range NN1), *Sphenolithus delphix* (FO in NP25 and LO in NN1), *Sphenolithus conicus* (FO in NP25 and LO in NN1/NN2), *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus dissimilis*, *Calcidiscus leptoporus*, *Calcidiscus quadriforatus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster obtusus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Ilselethina fusa*, *Reticulofenestra minuta*, *Reticulofenestra minutula*, *Thoracosphaera* sp., *Pontosphaera multipora*.

Age : **Aquitainien**. Intervalle biozonal : **NN1**.

Observation : Forte densité et abondance de nannofossiles calcaire. Forte abondance de *Sphenolithus* et *Discoaster* genera, environnement marin ouvert et eau chaude de surface.

ROV : BMG4. Localisation : 16° 02.902N / 61° 30.302W. Profil : Agua093-094, K09-85. Profondeur : -5145m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée.

Globigerina cf. *connecta*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinella praesiphonifera*, *Globigerinita uvula*, *Globoturborotalia woodi*, *Praeorbulina* cf. *bisphericus* (1 spécimen – préservation mauvaise), *Globigerinoides subquadratus*, *Globigerinoides* cf. *altiapertura*, *Globigerinoides* cf. *obliquus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia praescitula*, *Globorotalia miozea*, *Dentoglobigerina altispira altispira*, *Dentoglobigerina altispira globosa*, *Globoquadrina venezuelana*, *Globoquadrina* cf. *dehicens*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta*, *Globorotalia* cf. *siakensis*, *Globigerinatella insueta* (1 specimen, cassé).

Intervalle biozonal : **M5**. Age : **Transition Miocène inférieur – Miocène moyen** (Burdigalien à Langhien ?)

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne.

Triquetrorhabdulus carinatus, *Sphenolithus delphix*, *Sphenolithus conicus*, *Sphenolithus moriformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster obtusus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Thoracosphaera* sp., *Pontosphaera multipora*, *Braarudosphaera bigelowii*.

Intervalle biozonal : **NP25-NN1**. Age : **Chattien supérieur – Aquitanien** (Forte densité et abondance de nannoplanktons. Forte abondance de ***Sphenolithus*** et ***Discoaster*** genera).

Autre :

Présence de foraminifères planctoniques actuels (non fossilisés ; ***Gs. ruber pink***, ***Gs. ruber white***, ***N. dutertrei***, ***Gs. sacculifer***). Environnement marin ouvert et eau chaude de surface.

Carotte : KS15. Échantillon : S1 : 59-62 cm. Localisation : 16°06.094 N / 61°09.580 W, Canyon SW Petite-Terre. Profil : NW-K09-011. Profondeur : - 723m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Très bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber* pink, *Globigerinoides ruber* white, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Globigerinella siphonifera*, ***Globigerinella calida***, *Hastigerina pelagica*, *Globigerinita glutinata*, *Candeina nitida*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia bermudezi*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia unguolata*, *Globorotalia scitula*.

Intervalle biozonal : **Pt1b**. Age : **Pléistocène Supérieur ou Holocène**. Intervalle calibré : **220 ka – Actuel**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Très bonne.

Emiliania huxleyi, small and medium *Gephyrocapsa* spp., *Ceratolithus cristatus* var. *telesmus*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera* spp, *Syracosphaera pulchra*, small *reticulofenestrads*, *Thoracosphaera* spp.

Age estimé : **Pléistocène Supérieur à Holocène** (apparition de ***Emiliania huxleyi***).

Age retenu : **220 ka- Actuel**.

Autres :

Boue pélagique à Ptéropodes ; Gastéropodes, Bryozoaires, Ostracodes, foraminifères, Benthiques hyalins, sclères d'éponges, radiolaires.

Carotte : KS16. Échantillon : OGIVE. Localisation : 16°06.663N /61°09.262 W. Profil : K09-25-26
Profondeur : -571m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Moyenne.

Globigerinoides sacculifer, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinella siphonifera*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Neogloboquadrina incompta*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*, ***Globorotalia truncatulinoides***, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia unguolata*, *Globorotalia scitula*.

Intervalle biozonal : **Pt1a ou Pt1b**. Age : **Pléistocène ou Holocène**. Intervalle calibré : **1.93 Ma – Actuel**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée.

Medium *Gephyrocapsa* spp *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrids*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Pontosphaera multipora*. *Thoracosphaera multipora*, *Scyphosphaera* spp, *Rhabdosphaera clavigera*.

Age estimé : **Pléistocène Inférieur** (présence de *C. macintyre* and medium *Gephyrocapsa* spp.).
*Remarque : Beaucoup de taxons Oligocène Supérieur-Miocène Inférieur et Pliocène. Remaniement possible.

Autres :

Gastéropodes, Bryozoaires, Ostracodes, Oursins, Ptéropodes, foraminifères benthiques hyalins.

Carotte : KS17. Échantillon : S1 : 93-98 cm. Localisation : 16 °06.335 N/ 61°09.529 W. Profil : K09-25-26. Profondeur : -585m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Modérée.

Orbulina universa, *Orbulina bilobata*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Sphaeroidinellopsis seminulina*, *Globigerina woodi*, *Globigerina falconensis*, *Globigerina decoraperta*, *Globigerina sp.*, *Globigerinella siphonifera*, *Candeina nitida*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia scitula*, ***Globorotalia margaritae***, ***Globorotalia exilis***, *Dentoglobigerina altispira*, *Globoquadrina baroemoensis*.

Intervalle biozonal : **PL2**. Age : **Zancléen, Pliocène Inférieur**. Intervalle calibré : **4.45 Ma – 3.85 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Très bonne.

Discoaster tamalis, *D. surculus*, *D. pentaradiatus*, *D. asymmetricus*, *Sphenolithus abies*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Scyphosphaera spp*, *Syracosphaera pulchra*, *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowii*, *small reticulofenestrads*.

Age estimé : **Zancléen terminal, Pliocène Inférieur** (entre HO de ***A. primus*** et HO de ***R. pseudoumbilicus***).

Autres :

Ptéropodes, Gastéropodes, Bivalves, Oursins, foraminifères benthiques hyalins, sclères d'éponges.

Carotte : KS18. Échantillon : base tube. Localisation : 16°06.606' N/ 61°13.521' W, Canyon sud Grande-Terre. Profil : K09-89 et 99 cdp : 16002800. Profondeur : -548m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Très bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber* pink, *Globigerinoides ruber* white, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Globigerinella siphonifera*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globorotalia menardii*.

Intervalle biozonal : **Pt1. Age : probablement Actuel.**

Nannofossiles calcaires

Préservation : Modérée à bonne.

Emiliania huxleyi, *Calcidiscus leptoporus*, *Braarudosphaera bigelowii*, small *reticulofenestrads*, *Helicosphaera carteri*, *Thoracosphaera* sp., *Pontopshaera multipora*, *Syracosphaera* spp.

Age estimé : **Holocène** (sur la base de la présence de : ***Emiliania huxleyi***).

Autres :

Sable actuel de bas de pente, riche en Ptéropodes, clastes divers (Bryozoaires, Bivalves, serpules), Scaphopodes, foraminifères benthiques (Arénacés, hyalins, Miliolidae).

Carotte : KS19. Échantillon : S1 (37-40 cm). Localisation : 16°06.729N/ 61°13.546W. Profil : K09-89 et 99 cdp 1600-2800. Profondeur : - 522.6 m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Bonne.

Orbulina universa, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Sphaeroidinella dehicens*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinella siphonifera*, *Candeina nitida*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globorotalia unguolata*, ***Globorotalia truncatulinoides***, *Globorotalia menardii*.

Intervalle biozonal : **Pt1a-Pt1b**. Age : **Pléistocène**. Intervalle calibré : **1.93 Ma – Actuel**.

Nannofossiles calcaires :

Néant

Autres :

Ptéropodes, clastes divers (Bivalves, gastéropodes, oursins), Scaphopodes, ostracodes, foraminifères benthiques, rares minéraux volcaniques.

Carotte : CR24. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15° 58.224 N/ 61° 10.000 W, Bloc basculé faille Morne Piton. Profil : K08-123. Profondeur : - 522m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Mauvaise (remarque : traitement au pétrole du résidu de lavage).

Orbulina universa, *Orbulina bilobata*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerina nepenthes*, ***Globigerina decoraperta***, *Globigerina woodi*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinella siphonifera*, *Globigerinita glutinata*, *Globorotalia* aff. *Mayeri*, ***Globorotalia siakensis***, *Globoquadrina dehicens*, *Dentoglobigerina altispira*, *Dentoglobigerina baroemoensis*, *Globorotalia merotumida*, *Globorotalia miozea*, *Globorotalia linguaensis*.

Intervalle biozonal: **M12**. Age: **Tortonien inf.** Intervalle calibré: **11.49-10.46 Ma**.

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée.

Sphenolithus abies, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Helicosphaera carteri*, *Discoaster brouweri*, *Discoaster asymetricus*, *Coccolithus pelagicus*, *Scyphosphaera* sp., *Calcidiscus macintyreii*, *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*.

Age estimé : **Zancléen, Pliocène Inférieur** (entre HO de *A. primus* et HO of *R. pseudoumbilicus*).

Autres : Foraminifères benthiques.*Remarque : remaniement des foraminifères planctoniques possible.

Carotte : KS47. Échantillon : OGIVE. Localisation : 15°54.68/ 61°05.508W, Profil : K08-80 cdp 130
Profondeur : -550m.

Foraminifères planctoniques :

Préservation : Faible à modérée.

Orbulina universa, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides obliquus*, ***Sphaeroidinellopsis seminulina***, *Globigerinella siphonifera*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Neogloboquadrina humerosa*, *Dentoglobigerina altispira*, ***Globorotalia tosaensis***, *Globorotalia exilis*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia crassaformis*, *Globorotalia tumida*, *Globorotalia unguata*, *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia scitula*.

Intervalle biozonal : **PI3. Age : Plaisancien (Pliocène moyen). Intervalle calibré : 3.35 Ma – 3.16 Ma.**

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Modérée.

Discoaster tamalis, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster triradiatus*, *helicosphaera carteri*, *Helicosphaera sellii*, *Calcidiscus leptoporus*, *small reticulofenestrads*, *Pontosphaera multipora*.

Age estimé : **Plaisancien, Pliocène Supérieur** (présence de ***Discoaster spp.*** et absence de ***Reticulofenestra pseudoumbilicus*** et ***Sphenolithus spp.***).

Autres :

Bioclastes divers (gastéropodes, scaphopodes, ptéropodes, bivalves), foraminifères benthiques, rares minéraux volcaniques.

***Dragage : Arcante1 : Échantillon : 39D1. Localisation : 16°06.094 N / 61°09.580 W, Vallée de Marie-Galante, Sud Grande-Terre. Profil : K09-011. Profondeur : - 723m.**

Nannofossiles calcaires :

Préservation : Bonne

Sphenolithus heteromorphus (FO Burdigalian and LO between 13.5 – 13.6 Ma), *S. moriformis*, *Discoaster deflandrei*, *D. calculosus*, *D. signus* (LO in the Langhian, at 15.7 Ma), *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus macintyreii*, *C. premacintyreii*, *C. leptoporus*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *P. japonica*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. minuta*, *R. minutula*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Thoracosphaera sp.*,

Autre: assemblage riche et diversifié , dominance de sphenoliths ; Paléo-environnement : Peu profond, condition eau chaude de surface.

Age estimé : Langhien, Miocène moyen

Analyse Microscopique – Macroscopique

Microscopique :

Lames minces (LM): **KS16-S1**, **KS16-OG_a**, **KS16-OG_b**, **KS19b**, **KS14-OG_a**, **KS14-OG_b**, **CR21**, **CR22** et **CR23**.

Macroscopiques :

Carottes **KS15**, **KS16**, **KS17** et **KS18**

Échantillons de roche **R-CR21**, **R-CR22**, **R-CR23**, **R-CR24** et **KS-47**.

Lame Mince: LM-KS16-S1. Échantillon : S1. Localisation : 16°06.663N /61°09.262 W. Profil : K09-25-26 Profondeur : -571m.

Nom : Brèche de pente riche en éléments volcano-détritiques.

Bioclastes et Lithoclastes : brèche de pente, aucun foraminifère. Lithoclastes très anguleux, traces de minéraux volcaniques.

Environnement de dépôt : Pente, dépôt silico-clastique, volcano-sédimentaire.

Unité sismique : Ensemble 4, Us5

Cf : LM-Zone4



Lame Mince : LM-KS16-OGa. Échantillon : Ogive. Localisation : 16°06.663N /61°09.262 W. Profil : K09-25-26 Profondeur : -571m.

Nom : Wackstone à foraminifères planctoniques

Matrice : Wackstone, boue micritique.

Diagenèse : Frange micritique, légère recristallisation.

Bioclastes et Lithoclastes : riche en foraminifères planctoniques, rares mollusques ind. rares volcano-clastes.

Environnement de dépôt : Énergie faible, Circalittoral Inférieur à Bassin.

Paléobathymétrie : -100m min



Lame Mince : LM-KS16-OGb. Échantillon : Ogive. Localisation : 16°06.663N /61°09.262 W. Profil : K09-25-26. Profondeur : -571m.

Nom : Wackstone-Packstone à foraminifères planctoniques.

Matrice : Wackstone

Diagenèse : Cristaux palissadiques, ciment isotrope, type marin.

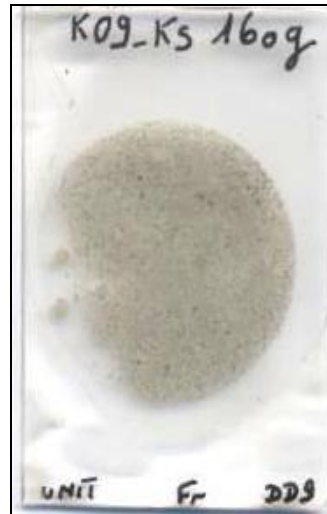
Porosité : Moldique et intra-granulaire.

Bioclastes et Lithoclastes : Foraminifères planctoniques, foraminifères benthiques type Textulaires (-), fragments remaniés, riches en minéraux volcaniques.

Environnement de dépôts : Énergie faible à modérée, domaine marin ouvert, Bassin profond.

Paléobathymétrie : -100m min

Autre : Volcano-sédimentaire légèrement remanié.



Lame Mince : LM-KS14OG_a. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 16°00.846/61°13.300. Profil : K08-75 e K09-88. Profondeur : -508m.

Nom : Wackstone à foraminifères planctoniques.

Matrice : Wackstone

Diagenèse : Néant frange micritique (ciment marin), pas de traces d'émersion.

Porosité : Modique et intra-granulaire.

Bioclastes et Lithoclastes

Foraminifères benthiques rares (Amphistégines, Textulaires), Sphérodinella, foraminifères planctoniques carénés (-), bryozoaires (+/-), oursins, rares fragments d'algues vertes.

Environnements de dépôts : Énergie faible à modérée, Circa-lithoral inférieur, marin profond.

Paléobathymétrie : -120m min



Lame Mince : LM-KS14OG_b. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 16°00.846/61°13.300. Profil : K08-75 e K09-88. Profondeur : -508m.

Nom : Wackstone à foraminifères planctoniques.

Matrice : Wackstone

Diagenèse : Néant frange micritique (ciment marin).

Porosité : Moldique.

Bioclaste et Lithoclastes : Foraminifères planctoniques (Globigérines, Sphaeroidinella) (++), oursins (+), rares bryozoaires, foraminifères benthiques (Textularia), fragments de mollusques ind, foraminifères planctoniques carénés (+/-), algues vertes rares (-).



Environnement de dépôts : Circa-littoral inférieur, environnement bassin profond.

Paléobathymétrie : -120m min

Unité sismique : U4.2

Lame Mince : LM-KS19b. Échantillon : S1 (0-45cm). Localisation : 16°06.731/61°13.564. Profil : K09-89 et 99 cdp 1600-2800. Profondeur : -522m.

Nom : Packstone à Grainstone à Amphistégines.

Matrice : Packstone

Diagenèse : Légère trace d'émersion ciment vadose, pont et ménisque, ciment +/- drusique.

Bioclastes et Lithoclastes :

Débris volcano-clastiques anguleux, Miliolles, foraminifères benthiques, Riche en organismes encroûtants : foraminifères encroûtants (++), Amphistégines (++), fragments d'algues rouges (++) et vertes, mollusques ind, rares bryozoaires, spicules d'oursins.

Environnement de dépôts : Énergie modérée à forte, Infralittoral Supérieur (forme bombée des Amphistégines), Plate-forme interne.

Paléobathymétrie : -20m à -40m max

Bilan : Fragment de plate-forme remaniée.

Unité sismique : Ensemble E3



Lame Mince : LM-CR21. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°57.672/61°10.595. Profil : K08-87 et K08-123. Profondeur : -500m

Nom : Wackstone-Packstone à foraminifères planctoniques.

Matrice : Wackstone-Packstone

Diagenèse : Frange micritique, ciment marin, frange ferrugineuse

Porosité : Néant

Bioclastes et Lithoclastes : Foraminifères planctoniques (Globigérinidés), lithoclastes volcaniques rares, rares lamellibranches fragmentés, rares mollusques ind.



Environnement de dépôts : Énergie faible à modérée, bassin, Circalittoral inférieur.

Paléobathymétrie : -150 m à -300 m

Macro : R-CR21. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°57.672/61°10.595. Profil : K08-87 et K08-123. Profondeur : -500m

Nom : Packstone à foraminifères planctoniques

Fragment rocheux : 8 x 6 cm ; épaisseur 1.5 cm

Encroûtement en surface : serpules + foraminifères planctoniques actuels

Face inférieure : grès carbonaté riche en foraminifères planctoniques + lithoclastes volcanique



Lame Mince : LM-CR22. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°57.841/61°09.967. Profil : K08-123. Profondeur : -501m.

Nom : Wackstone-Packstone à Algues rouges

Matrice : Wackstone-Packstone

Porosité : Néant

Bioclastes et Lithoclastes : Encroûtement algaire (++), Algues rouges, foraminifères planctoniques dans enclaves, clastes remaniés encroûtés, influence pélagique marquée, foraminifères benthiques (Amphistégines) (--).

Environnement de dépôts : Énergie modérée, Infralittoral inférieur, Talus de plate-forme externe.

Paléobathymétrie : -20 à -50m

Unité sismique : U4.1



Macro : R-CR22. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°57.841/61°09.967. Profil : K08-123. Profondeur : -501m.

Nom : Packstone bioclastique à foraminifères planctoniques

Fragments centimétriques à millimétriques de carbonates (50mg)

Autre : Boue actuelle



Lame Mince : LM-CR23. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°59.291N/61°09.971. Profil : K09-85. Profondeur : -250m.

Nom : Packstone à Algues rouges.

Matrice : Packstone

Diagenèse : Ponts et ménisques entre les clastes. Ciment type vadose.

Porosité : Moldique et intra-granulaire

Bioclastes et Lithoclastes : organismes encroûtants (++), algues rouges encroûtantes, Amphistégines, foraminifères encroûtants, fragments de lamellibranches, très rares foraminifères planctoniques (--).

Environnement de dépôts : Plateforme interne, Infralittoral inférieur.

Paléobathymétrie : -20m à -50m max

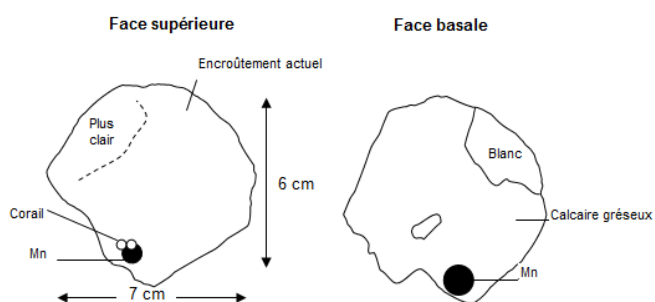
Unité sismique : U4.1



Macro : R-CR23. Échantillon : Ogive à roche. Localisation : 15°59.291N/61°09.971. Profil : K09-85. Profondeur : -250m.

Nom : Packstone bioclastique

Bioclastes et lithoclastes : Serpules, gastéropodes, bryozoaires, riche en foraminifères planctoniques, encroûtement Mn, coraux.



Macro : R-CR24. **Échantillon :** mini-Carotte. **Localisation :** 15°58.251N/61°0.9.974W. **Profil :** K08-123. **Profondeur :** -522m.

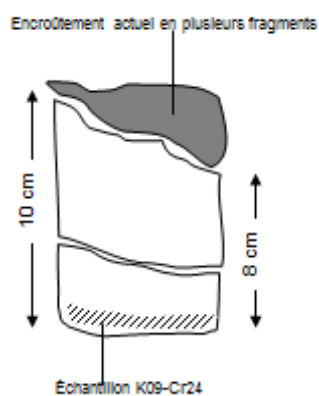
Nom : Marne à foraminifères planctoniques

Partie supérieure : encroûtement

Partie inférieure : marnes

Échantillonnage pour micropaléontologie du premier centimètre basal

Environnement de dépôts : Bassin



Macro : R-KS47. **Échantillon :** mini-Carotte. **Localisation :** 15°54.694N/61°05.509W. **Profil :** K08-80 et K09-09. **Profondeur :** -550m.

Nom : Grès volcano-sédimentaire

non induré volcano - sédimentaire bioclastique

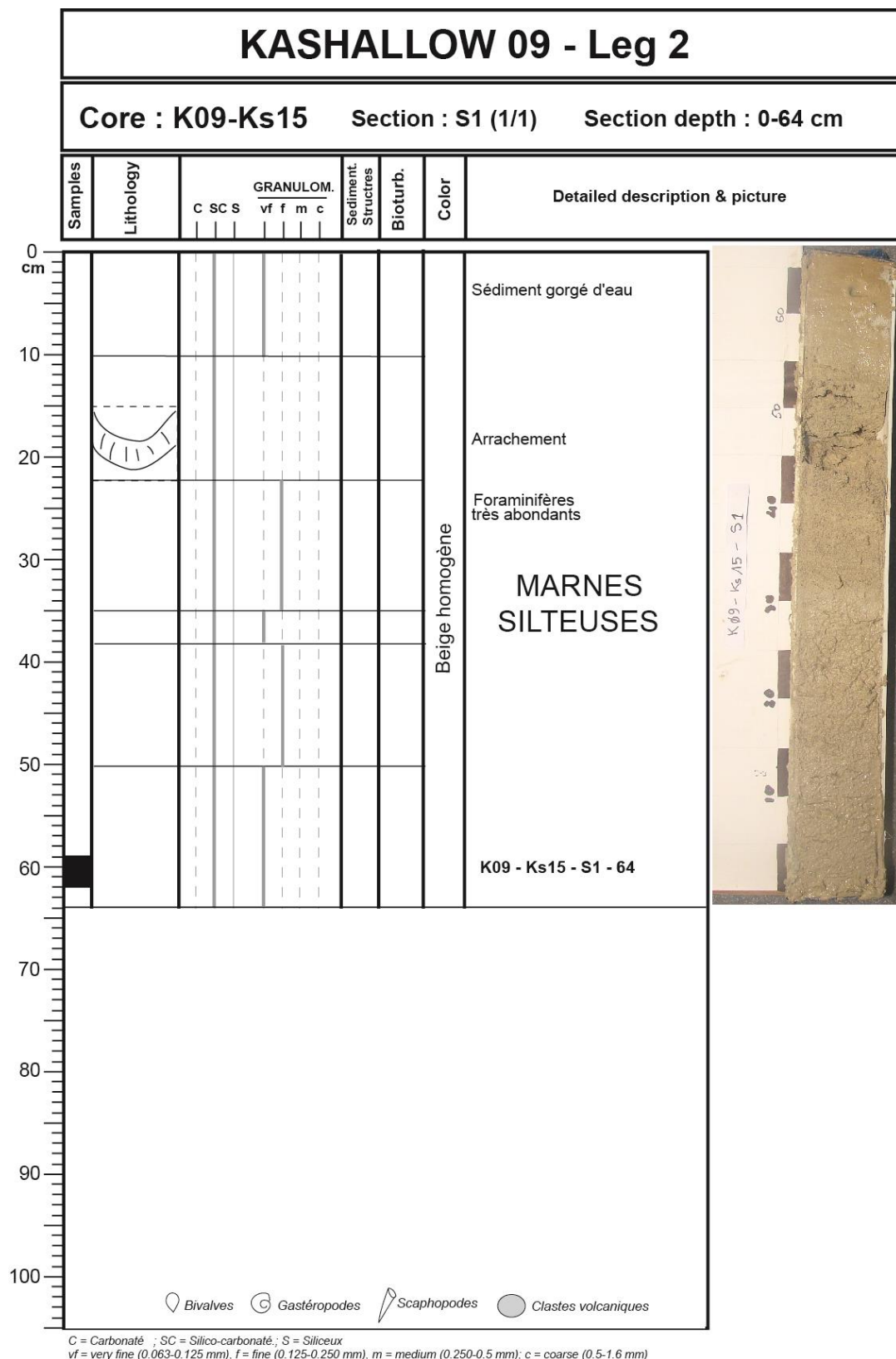
Riche en foraminifères, Lithoclastes volcaniques

En base de carotte : échantillon K09-Ks47

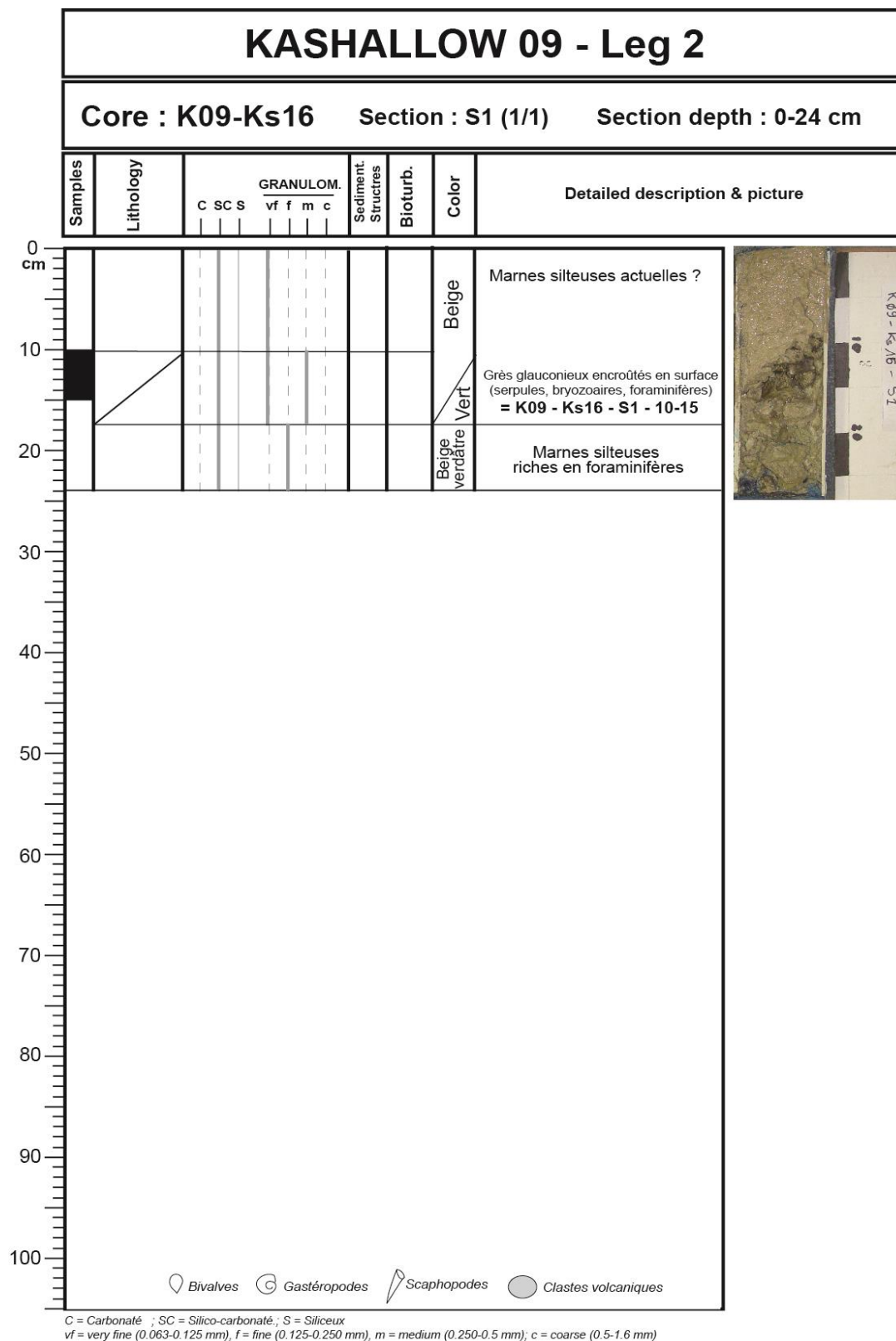
Environnement de dépôts : Bassin



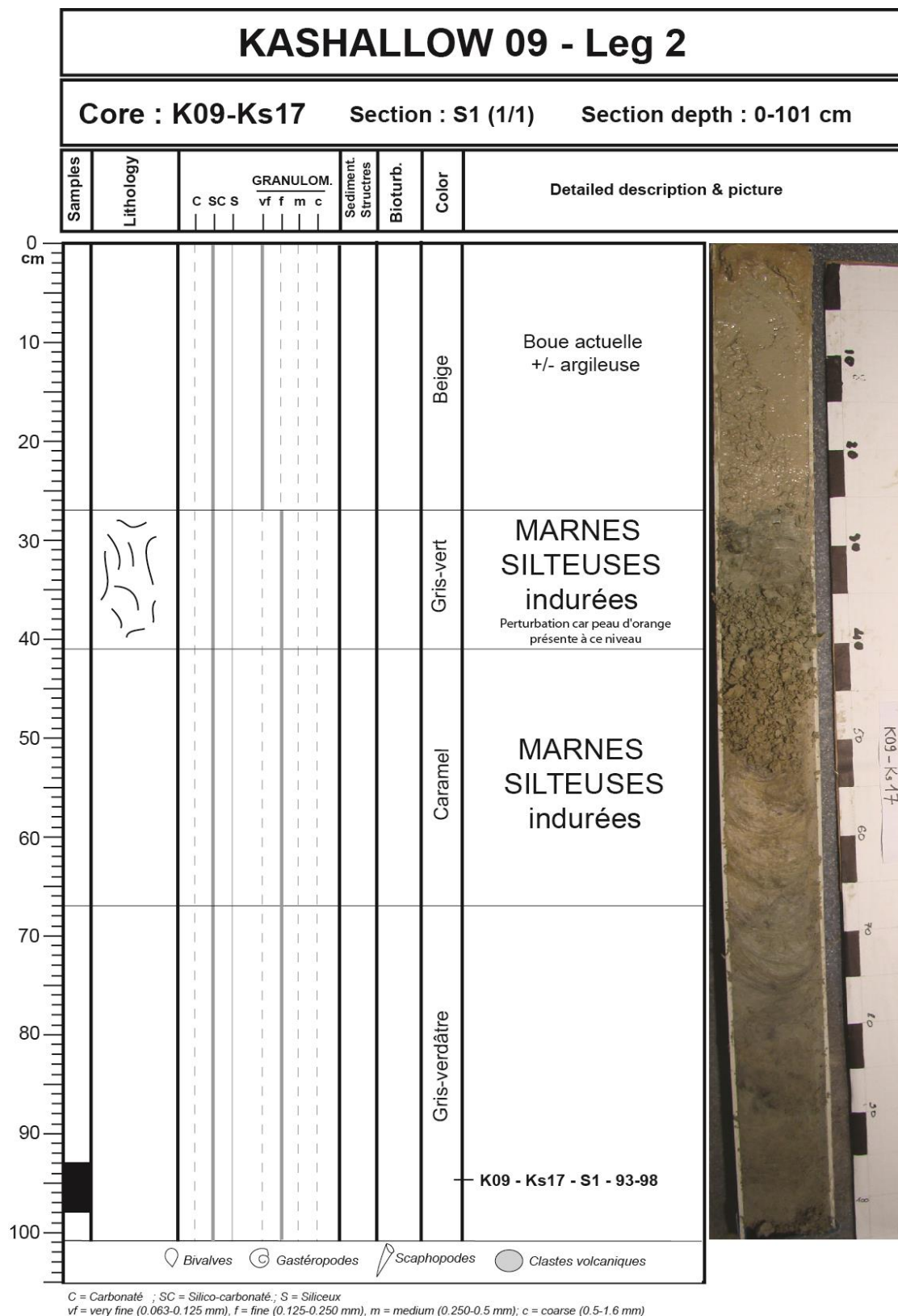
Carotte : KS15. Échantillon : S1 : 59-62 cm. Localisation : 16°06.094 N / 61°09.580 W. Profil : K09-25- 99. Profondeur :- 723 m.



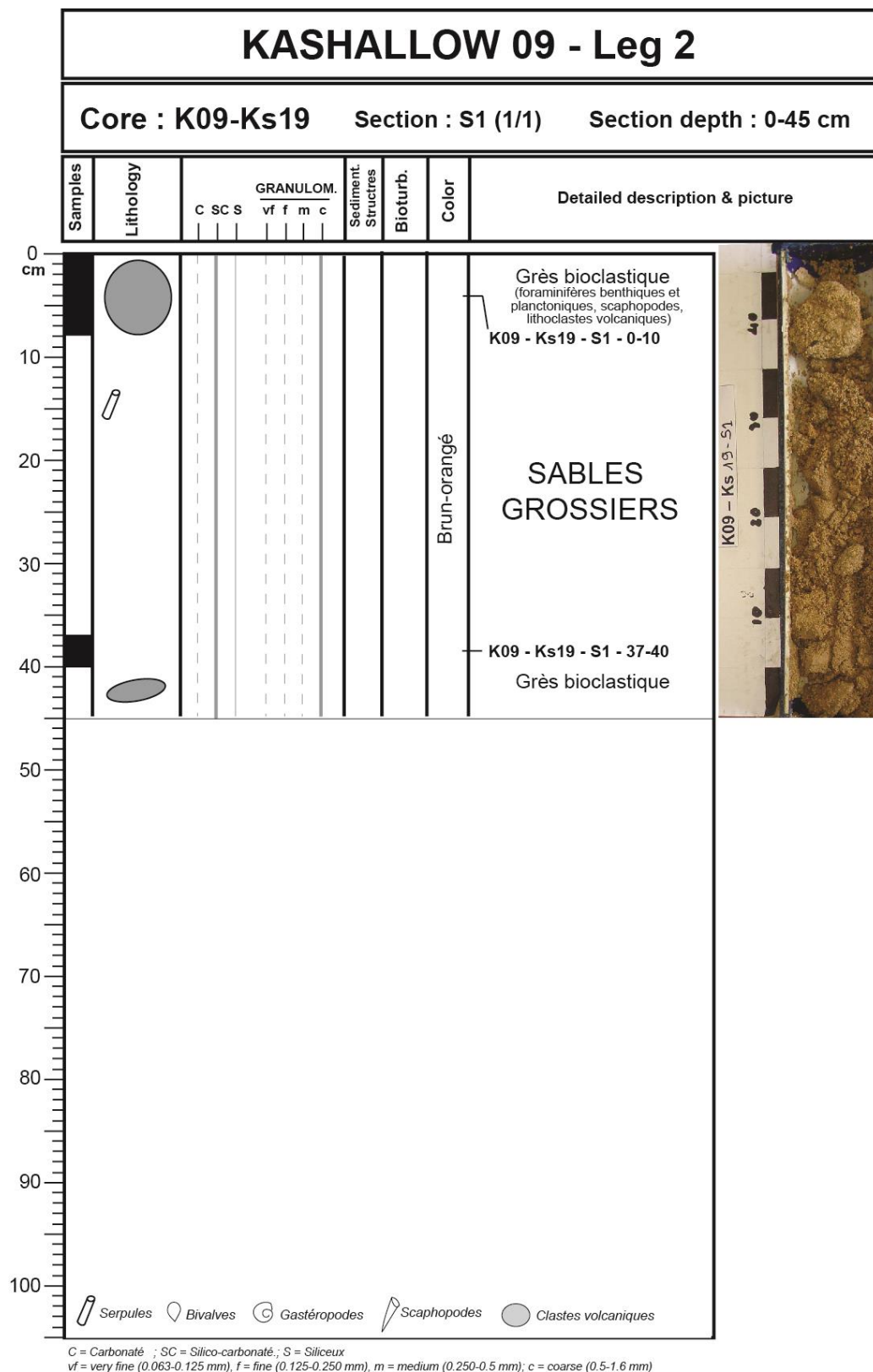
Carotte : KS16. Échantillon : S1 (0-24 cm). Localisation : 16°06.663N / 61°09.262 W. Profil : K09- 25 et 99 (cdp 5000). Profondeur : -571m.



Carotte : KS17. Échantillon : S1 : 0-101cm. Localisation : 16 °06.335 N/ 61°09.529 W. Profil : K09-25 et 99. Profondeur : -585m.



Carotte : KS19. Échantillon : S1 (37-40 cm). Localisation : 16°06.729N/ 61°13.546W. Profil : K09-89 et 99 cdp 1600-2800. Profondeur : - 522.6 m.



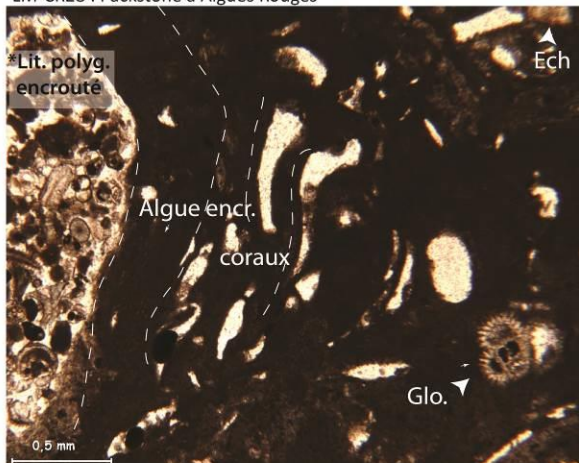
Données complémentaires utilisées Arcante1

N°	Profondeur (m)	Age	Nature	Environnement de dépôts
23D	-500m	Pléistocène-Holocène	Calcaire tuffitique	Bassin
39D_{1,2} et 3a	-650m	Langhien, Miocène moyen	Marne tuffitique	Bassin
39D_{3b}	-650m	Transition Miocène Pliocène (~5Ma]	Marno-calcaire tuffitique	Bassin
94D		Pliocène Inf.	Calcaire tuffitique	Bassin

L'analyse biostratigraphique de la zone 2 couvre l'ensemble de la période Néogène. Les séries les plus anciennes sont estimées au moins au Miocène Inférieur ([BMG2](#) et [BMG4](#)). Le Miocène supérieur affleure en surface bathymétrique ([CR24](#)). Le Pliocène inférieur affleure sous la plate-forme Sud Grande-Terre ([KS17](#)). Le Pliocène Moyen affleure au large de la marge Est Marie-Galante ([KS47](#)). Les environnements de dépôts des échantillons prélevés sont associés à une sédimentation de bassin peu profond et de plate-forme associant boue carbonatée et fraction silico-clastique.

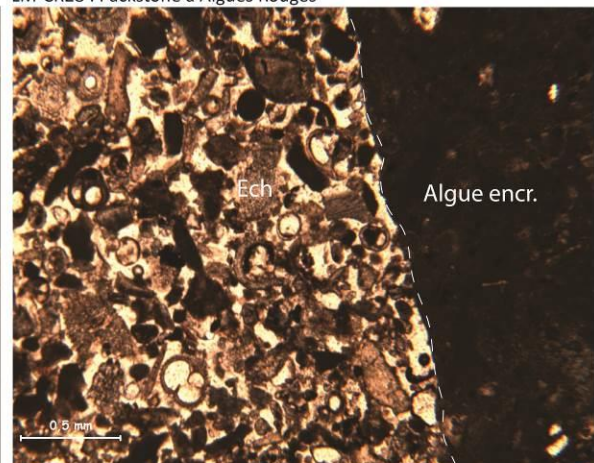
Planches microfaciès

LM-CR28 : Packstone à Algues Rouges

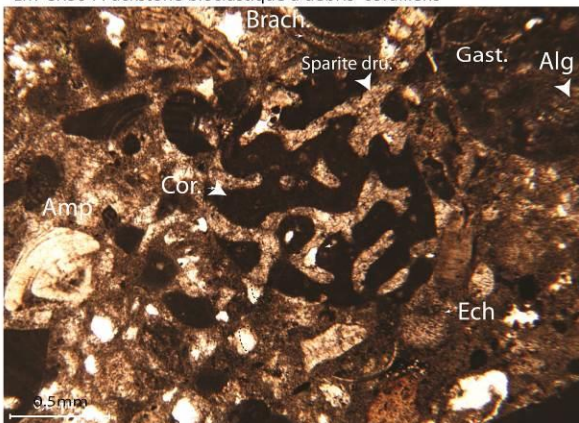


* Lithoclastes riches en foraminifères planctoniques

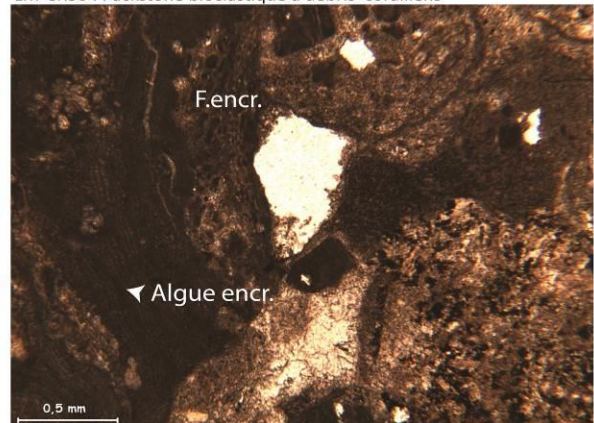
LM-CR28 : Packstone à Algues Rouges



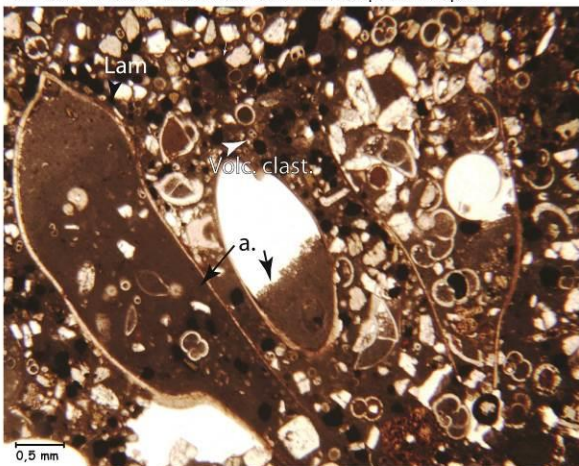
LM-CR30 : Packstone bioclastique à débris coralliens



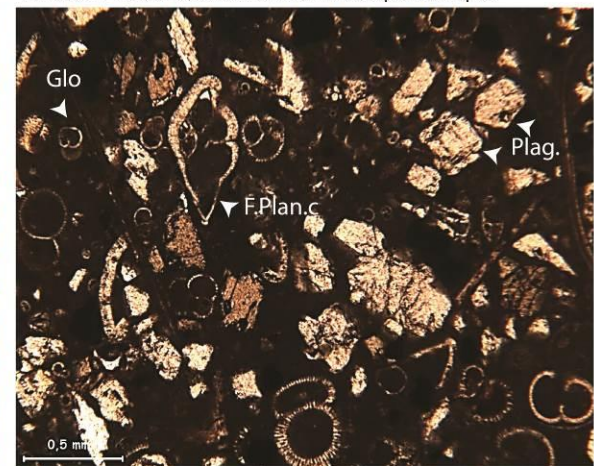
LM-CR30 : Packstone bioclastique à débris coralliens



LM-CR31 : Wacke-Packstone à foraminifères planctoniques



LM-CR31 : Wacke-Packstone à foraminifères planctoniques

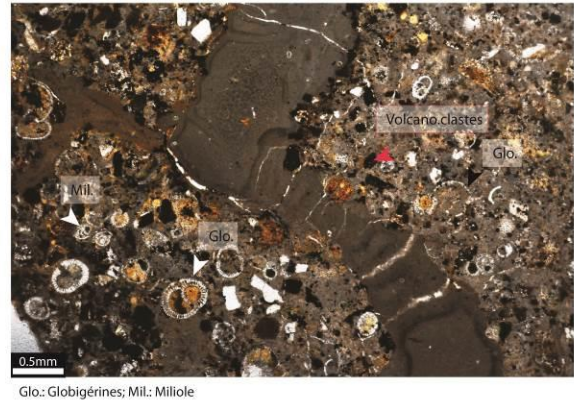


Alg.: Algue; Encr.: Encroutant ; Glo.: Globigérinidé ; Ech.: Echinoderme; F.Plan.(c): Foraminifère planctonique (caréné); Tex.: Textularia; Brac.: Brachiopode; Gast.: Gastéropode
Mil.: Miliolite; Bry.: Bryozoaire; Lam.: Lamellibranche; Pla Plagioclase; Lit.polyg.: Lithoclaste polygénique; Mic.: Micrite; Sparite dru.: Sparite drusique; Amp.: Amphistégine;
a: Remplissage géotrope (secondaire)

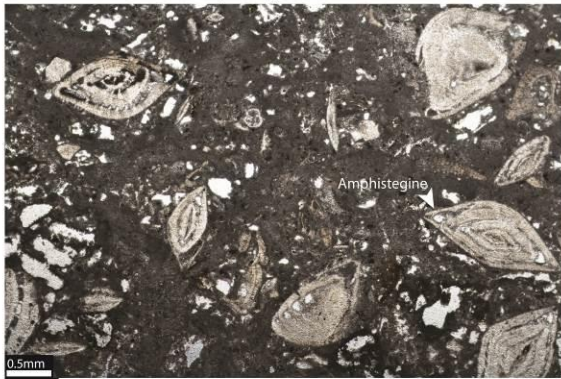
LM-CR26 : Wackestone-Packestone à Algues Rouges



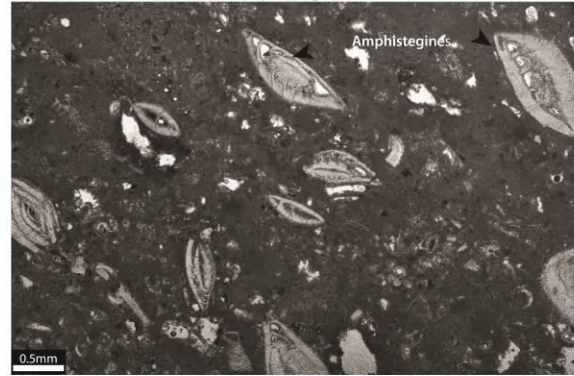
LM-CR45: Packstone à Foraminifères Planctoniques



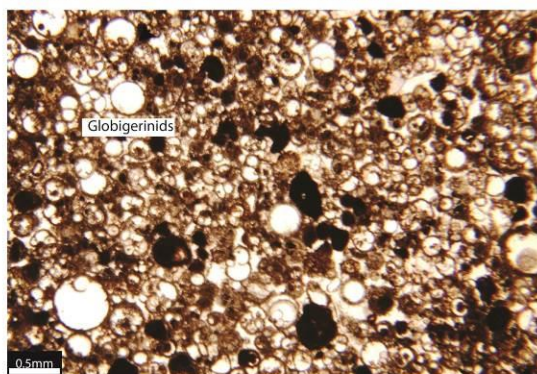
LM-KS35: Packstone à Amphistégines



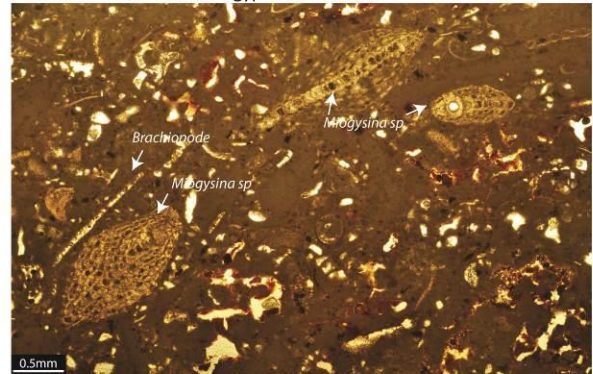
LM-KS35base: Packstone à Amphistégine



LM-KS41: Ooze à Foraminifères Planctoniques

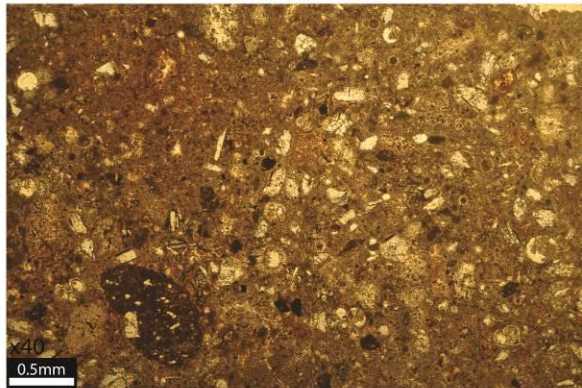
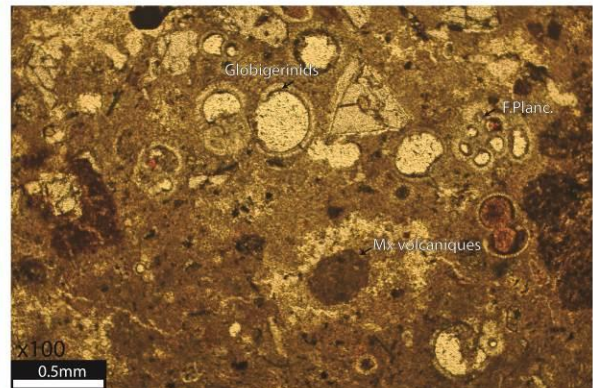


LM-KS38: Wackestone à Miogypsines



LM-KS14-OGb:

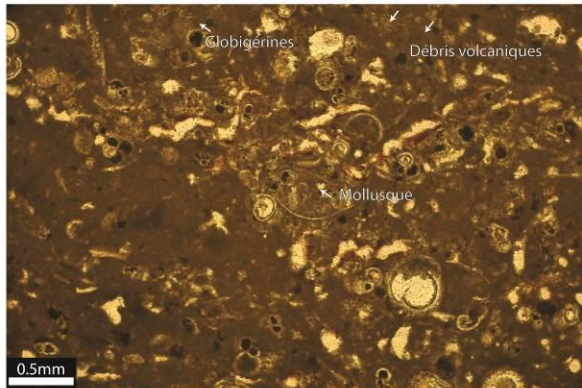
Wackestone à foraminifères planctoniques riches en débris volcanique



F.Planc.: Foraminifères Planctoniques

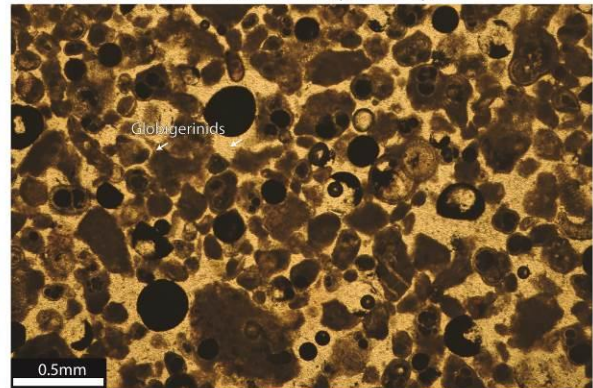
LM-KS16-OGa:

Wackestone bioclastique riche en foraminifères planctoniques

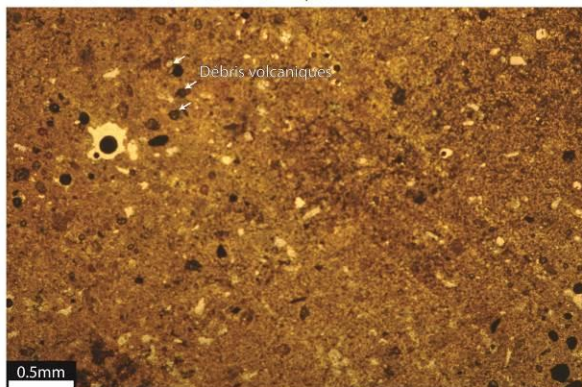


LM-KS16-OGb:

Wackestone - Packstone à foraminifères planctoniques



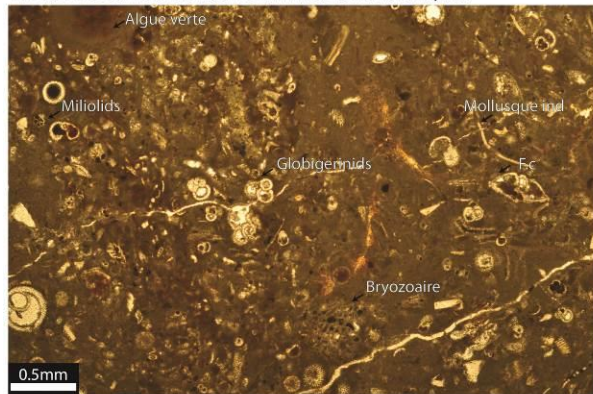
LM-KS16-S1: Brèche volcano-détritiques



LM-KS19B: Packstone à Amphistégines

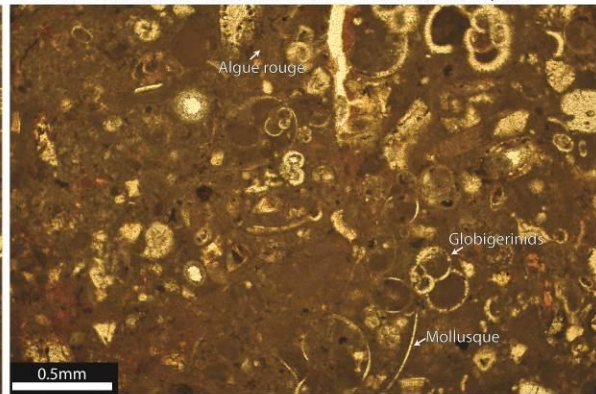


LM-KS14-OGa: Packstone à Foraminifères Planctoniques

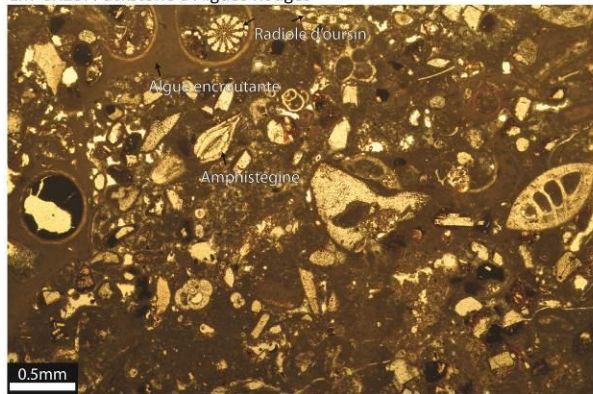


Mollusques indéterminés; Foraminifères carénés

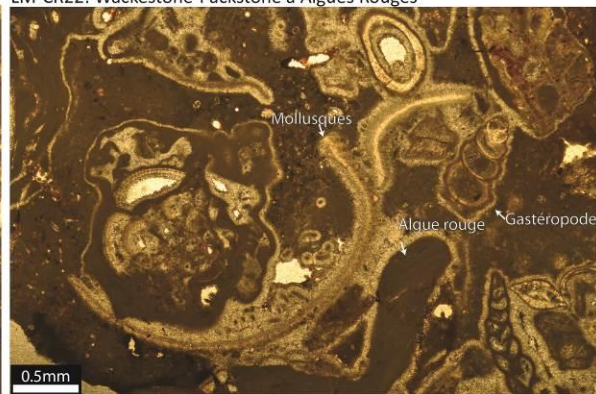
LM-CR21: Wackestone-Packstone à Foraminifère Planctoniques



LM-CR23: Packstone à Algues Rouges



LM-CR22: Wackestone-Packstone à Algues Rouges



L'arc des Petites Antilles résulte de la lente subduction vers l'Ouest des plaques Nord et Sud-Américaines sous la plaque Caraïbes (2cm/an). A la latitude de l'archipel guadeloupéen et à ~150 km à l'Ouest du front de déformation, le bassin d'avant-arc de Marie-Galante forme un bassin perché, incliné vers la fosse et limité vers l'Est par un haut-fond, l'Eperon Karukéra. À cette latitude, le bassin de Marie-Galante domine le prisme d'accrétion de la Barbade et fait face à la ride de Tiburon qui balaye la zone du Nord au Sud depuis la fin du Miocène supérieur. Le remplissage sédimentaire du Bassin de Marie-Galante montre des déformations actives au moins depuis ~30 millions d'années. L'objectif du travail est de reconstituer l'évolution tectono-sédimentaire de ce bassin pour apporter de nouvelles contraintes sur la compréhension globale de la zone de subduction frontale des Petites Antilles.

Ce travail s'appuie sur les données de bathymétrie multifaisceaux et de sismique réflexion multi-traces haute résolution acquises lors des campagnes du programme KaShallow. Cette base de données, complétée de profils sismiques plus basse résolution de campagnes antérieures, permet d'avoir une couverture pseudo 3D et à quatre échelles de résolution de l'ensemble du bassin. Un échantillonnage par ROV et carottage ciblé a fourni 40 prélèvements dans les principales unités sismiques. Les analyses pétrologiques et les datations biostratigraphiques autorisent des reconstitutions paléo-environnementales depuis le Paléogène supérieur jusqu'à Actuel.

L'interprétation sismique multi-échelle montre un bassin sédimentaire atteignant ~4,5s temps double (~4500 à 5625 m) sur un substratum magmatique pré-structuré. Ce bassin est composé de 5 grands ensembles sédimentaires (E-1, E1, E2, E3 et E4) subdivisés en 13 unités limitées par 14 surfaces de discontinuités. L'organisation séquentielle des unités sismiques permet de mettre en évidence 10 séquences de dépôts de troisièmes ordres (S-1 à S9). Le calage biostratigraphique de l'ensemble des séquences permet de proposer une évolution tectono-sédimentaire du bassin de l'Éocène à l'Actuel.

Ainsi, nous distinguons quatre systèmes de failles normales associées à trois phases d'extensions qui contrôlent l'évolution architecturale et sédimentaire du bassin. 1/ Un système N050±10°E hérité, actif dès le Paléogène supérieur, qui contrôle le basculement général du bassin vers le SSE. Il est responsable de la formation de l'escarpement de Désirade d'environ 4500 m de dénivelé. Cette première extension est interprétée comme résultant de la fragmentation de l'avant-arc en réponse à l'augmentation du rayon de courbure de la zone de subduction. 2/ Un système N130°-N150°E, structurant à l'échelle de l'Eperon Karukéra, qui contrôle la sédimentation dès le Miocène inférieur et marque une première phase d'extension transverse à l'arc. 3/ Un système N160°-N180°E qui segmente le Bassin de Marie-Galante en un sous-bassin à l'Ouest et l'Eperon Karukéra à l'Est. Cette seconde extension, globalement perpendiculaire à la marge, s'accompagne d'une subsidence et d'une inversion de la polarité du bassin en réponse à son basculement vers la fosse qui débute au cours du Miocène moyen et se poursuit actuellement à l'Est du bassin. Cette évolution à long terme de l'avant-arc, concomitante avec le recul de l'arc volcanique vers l'Ouest, est considérée comme résultant d'une érosion basale de la plaque supérieure. 4/ Un système N090±10°E plus tardif est localisé au centre du bassin et qui contrôle le développement de plates-formes carbonatées néritiques sur certaines têtes de blocs, comme par exemple à Marie-Galante. Cette dernière extension, parallèle à l'arc, se manifeste dans le bassin à partir du Pliocène inférieur. Elle se superpose au régime d'extension perpendiculaire à l'avant-arc et est interprétée comme l'accommodation du partitionnement de la déformation en réponse à l'obliquité croissante du front subduction vers le Nord. Elle induit la réactivation de tous les systèmes de failles du bassin. Ces conclusions nous amènent à reconsidérer le régime tectonique de la marge antillaise ainsi que le rôle de la subduction des aspérités de la lithosphère Atlantique.