



HAL
open science

Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon

Audrey Recouvreur

► **To cite this version:**

Audrey Recouvreur. Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2021. Français. NNT : 2021BORD0013 . tel-03506265

HAL Id: tel-03506265

<https://theses.hal.science/tel-03506265>

Submitted on 2 Jan 2022

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences et Environnements
SPÉCIALITÉ : Sédimentologie Marine et Paléoclimats

Par **Audrey RECOUVREUR**

*Morphologie, architecture et mise en place
d'un système carbonaté profond alimenté par
un canyon (Escarpement de Blake, Bahamas)*

Sous la direction de : Thierry MULDER

Soutenue le 12 janvier 2021

Devant la commission d'examen formée de :

| | | |
|-------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|
| M. JORRY, Stéphan | Docteur, IFREMER Brest | Rapporteur |
| Mme. VENNIN, Emmanuelle | Professeur, Université de Bourgogne | Rapporteur |
| M. BORGOMANO, Jean | Professeur, Université Aix-Marseille | Président du jury & Examineur |
| M. BETZLER, Christian | Professeur, Université d'Hambourg | Examineur |
| Mme. POLI, Emmanuelle | Ingénieur, TOTAL | Examineur |
| M. RAZIN, Philippe | Professeur, ENSEGID | Examineur |
| M. MULDER, Thierry | Professeur, Université de Bordeaux | Directeur de thèse |

Résumé

L'analyse de la morphobathymétrie, de la réflectivité acoustique et de la sismique haute et très haute résolution des données acquises lors des campagnes océanographiques Carambar (2010 – 2017) a permis d'obtenir une vue d'ensemble de la morphologie et des processus de transferts sédimentaires, de la pente supérieure à la plaine abyssale d'un système carbonaté moderne : la pente nord-est du *Little Bahama Bank* (LBB). Ces travaux viennent compléter les résultats de Tournadour (2015), Chabaud (2016), et Fauquembergue (2018), notamment sur l'architecture profonde de ce système. La distribution spatiale des échofaciès et des faciès de réflectivité acoustique montrent une grande variété de structures, témoignant de l'activité de nombreux processus sédimentaires le long de la pente du LBB. Elle montre notamment l'existence d'une subsidence différentielle entre la partie orientale et occidentale du LBB. Les profils sismiques haute-résolution fournissent de nouveaux indices sur l'origine du *Great Abaco Canyon*, canyon carbonaté d'une profondeur inhabituelle. Des failles de direction N110, apparentées à la *Great Abaco Fracture Zone*, indiquent un contrôle structural sur l'emplacement du *Great Abaco Canyon* et sa physiographie actuelle. Ces structures suggèrent une réactivation néogène du réseau de failles pendant la croissance de la plate-forme, contrastant avec le calme tectonique apparent de la région décrit jusqu'alors. Le complexe chenal-lobe, sans expression bathymétrique, à l'embouchure du *Great Abaco Canyon*, montre qu'une période exceptionnelle d'exports gravitaires a largement contribué à l'activité du canyon au Miocène supérieur. L'architecture sismique du *Blake Plateau* montre une succession de faciès sismiques bien définis, séparés par des réflexions de grande amplitude interprétées comme des drifts contouritiques. La morphologie de ces drifts souligne l'apparition d'un courant oligo-miocène, s'écoulant vers le nord le long du bord du *Blake Bahama Escarpment* et à travers le *Blake Plateau*. Des monts carbonatés d'eaux froides, associés soit aux échappements de fluides, soit aux courants situés dans les paléo-dépressions topographiques, permettent de définir deux origines pour ces monts : les *bioherms* (type 1 & 2) et les *chemoherms* (type 3). L'association stratigraphique des monts avec les surfaces d'érosion est révélatrice des changements à grande échelle des courants de fond dans la zone.

Abstract

The large acoustic data set acquired during the Carambar cruises (2010 – 2017) is composed of high-resolution bathymetry, backscatter data and very-high resolution seismic lines which allow for an overview of the morphology and sediment transfer processes from the shallow upper slope to the abyssal plain of a modern carbonate system: the north-eastern slope of the Little Bahama Bank. This work completes the results from Tournadour (2015), Chabaud (2016), and Fauquembergue (2018), with a focus on the architecture of this deep system. Surficial distribution of the acoustic facies and echofacies reflects a wide variety of sedimentary processes along and across the slope. It demonstrates the occurrence of a differential subsidence affecting the eastern versus western part of the bank. High resolution seismic profiles give new clues on the origin of a giant carbonate canyon, the Great Abaco Canyon. N110-trending faults have been recognized on the seismic profiles crossing through the Great Abaco Canyon mouth and can be related to the Great Abaco fracture zone. These structures suggest a Neogene fault reactivation during platform growth, contrasting with the quiet tectonic period previously described on the region. The channel – lobe complex at the Great Abaco Canyon mouth has no bathymetric expression. It shows that exceptional mass-flow events largely contributed to an important sediment transfer in the canyon during the Upper Miocene. The seismic architecture of the southern part of the Blake Plateau shows a succession of well-defined seismic facies, separated by high-amplitude reflections, interpreted as stacked contouritic sequences. These contouritic drifts emphasize the occurrence of an Oligo-Miocene current flowing northward along the Blake Bahama Escarpment edges and across the Blake Plateau. Fluid-associated structures and current-associated mounds located in topographic lows allow the definition of two origins for mounds: bioherms (type 1 & 2) and chemoherms (type 3). The stratigraphic association of mounds with erosion surfaces is further indicative of large-scale changes of the activity of bottom currents in the zone.

*Le doute est une force. Une vraie et belle force.
Veille simplement à ce qu'elle te pousse toujours en avant.*

Pierre Bottero, Le pacte des Marchombres

A tout ceux qui m'ont poussé vers l'avant.

A ceux qui m'y accompagnent.

Remerciements

Je remercie Thierry Mulder pour son encadrement et pour m'avoir laissé mener cette thèse avec amplitude. Merci de m'avoir permis de présenter mes travaux dans de nombreux congrès internationaux et de m'avoir encouragée dans mes collaborations. Merci de m'avoir permis d'embarquer à bord de l'*Atalante* et de faire partie de l'aventure Carambar 2.

Merci aux membres du jury pour leurs commentaires pertinents et particulièrement à mes rapporteurs, Stéphane Jorry et Emmanuelle Vennin pour leurs rapports très constructifs.

Je souhaite remercier particulièrement Vincent Hanquiez pour son accompagnement et sa disponibilité tout du long de cette thèse. Sans lui, son expertise d'ArcGIS, sa patience et son organisation à toute épreuve, cette thèse aurait été toute autre ! Merci à Thibault Cavailhes pour ses conseils en structurale qui ont été les bienvenus dans l'analyse des profils sismiques. Je remercie Hervé Gillet pour l'aide apportée.

Je tiens à remercier également Jean Borgomano, qui en 2016 m'a proposé de participer à une campagne océanographique aux Bahamas (que je ne pouvais décemment pas refuser) et qui a continué par la suite à suivre mes travaux de thèse et à me conseiller.

Je remercie Christian Betzler pour son accueil lors de mon passage à l'Université d'Hambourg et pour l'aide apportée dans mon apprentissage du domaine des contournées carbonatées.

Merci aux anciens et nouveaux doctorants du laboratoire EPOC, pour la bonne ambiance. J'espère que nos chemins se recroiseront vite.

Merci Marion et Tiffanie pour ces nombreuses escapades à la plage, pour le soutien post-confinement, et les discussions qui n'en finissent plus.

Merci Kelly pour ton soutien et ta bienveillance tout au long de la thèse, je ne compte plus le nombre de fois où j'ai débarqué paniquée dans ton bureau et en suis ressortie reboostée.

Merci Stella pour ton soutien inconditionnel durant cette thèse. Merci aux amis du sud-est, Amélie, Emma, Pierre, Mathilde, Camille, Claire, Gwendoline, Cyril, Ishta, Andréa et Jonathan.

Merci à ma famille qui m'a soutenue du début jusqu'à la fin et qui a enduré (presque) sans broncher mes nombreuses crises de remise en question, mes doutes, mes sautes d'humeur. Merci à Isabelle et Jean-François, pour leur soutien, leurs encouragements depuis de si longues années. Merci à Christine pour les longues discussions philosophiques. Merci à ma sœur, Manon, d'arriver à me faire rire dans n'importe quelle situation et d'avoir toujours été là pour moi. Merci à mes grands-parents, Jacqueline et René.

Merci Maman pour ton soutien sans faille.

Merci Papa pour ton émerveillement constant.

Enfin, merci infiniment à Léa, Paul et Antoine. Sans vous ces années de thèse n'auraient pas eu la même saveur. Merci pour tout.

SOMMAIRE

| | |
|---|-----------|
| Introduction | 1 |
| Chapitre 1 : Synthèse des connaissances sur les pentes carbonatées, dépôts gravitaires et contouritiques | 5 |
| 1.1 Processus gravitaires, transport et érosion | 7 |
| 1.1.1 Glissements en masse..... | 7 |
| 1.1.2 Écoulements gravitaires | 7 |
| 1.2 Les pentes carbonatées..... | 9 |
| 1.2.1 Les pentes Bahamiennes..... | 10 |
| 1.2.2 Les exports depuis la plateforme vers la pente aux Bahamas | 11 |
| 1.3 Les canyons sous-marins et les éléments d'architecture des systèmes profonds | 13 |
| 1.3.1 Les canyons sous-marins..... | 13 |
| 1.3.2 Les ravines..... | 16 |
| 1.3.3 Les MTCs | 17 |
| 1.3.4 Les Lobes..... | 17 |
| 1.3.5 <i>Les knickpoints</i> et les <i>plunge pools</i> | 17 |
| 1.4 Les drifts contouritiques..... | 19 |
| 1.4.1 Les drifts contouritiques bahamiens | 19 |
| 1.4.2 Classification des drifts contouritiques..... | 20 |
| 1.5 Les monts carbonatés d'eaux froides | 23 |
| 1.5.1 Généralités | 23 |
| 1.5.2 Diversité aux Bahamas | 24 |
| Chapitre 2 : Contexte géographique, géologique et structural | 27 |
| 2.1 Contexte océanographique et climatique | 29 |
| 2.1.1 Géographie | 29 |
| 2.1.2 Courantologie..... | 30 |
| 2.2 Contexte structural | 32 |
| 2.2.1 Histoire géologique | 32 |
| 2.2.2 Evolution tectono-sédimentaire | 32 |
| 2.3 Présentation de la région nord des Bahamas | 38 |
| 2.3.1 Le plateau de Blake | 38 |
| 2.3.2 Le Blake Basin..... | 39 |
| 2.3.3 La Blake Bahama Outer Ridge..... | 40 |
| 2.3.4 Le Petit Banc des Bahamas | 42 |
| Chapitre 3 : Matériels et Méthodes | 46 |
| 3.1 Données..... | 47 |
| 3.1.1 Les campagnes océanographiques Carambar | 47 |
| 3.1.2 Données acoustiques multifaisceaux | 48 |
| 3.1.3 Profils de sismique réflexion..... | 50 |
| 3.2 Méthodes..... | 51 |
| 3.2.1 Analyses spatiales et classifications (surface) | 51 |
| 3.2.2 Analyse de la sismique HR (sub-surface) | 51 |
| Chapitre 4 : “Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas” | 53 |
| 4.1 Résumé..... | 56 |
| 4.2 Abstract | 57 |
| 4.3 Introduction..... | 58 |
| 4.4 Regional settings | 60 |
| 4.4.1 Physiography and oceanography | 60 |
| 4.4.2 Climate | 60 |
| 4.4.3 Geological context..... | 61 |

| | | |
|---|--|------------|
| 4.4.4 | Sediment exports | 61 |
| 4.5 | Data and Methods | 63 |
| 4.6 | Results..... | 66 |
| 4.6.1 | Little Bahama Bank slope, Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon morphology 66 | |
| 4.6.2 | Acoustic facies | 71 |
| 4.6.3 | Echofacies mapping | 75 |
| 4.7 | Interpretations and discussion..... | 80 |
| 4.7.1 | Sedimentary processes along the northern Little Bahama Bank slope | 80 |
| 4.7.2 | Sediment distribution and transport along the Little Bahama Bank slope | 86 |
| 4.7.3 | Structural influence on Little Bahama Bank slope morphology..... | 89 |
| 4.7.4 | Little Bahama Bank northern slope morphology and sediment processes: more general implications..... | 90 |
| 4.8 | Conclusions..... | 91 |
| Chapitre 5 : “How a short-lived giant carbonate canyon form? The structurally- controlled Great Abaco Canyon (Bahamas)” | | 92 |
| 5.1 | Résumé..... | 95 |
| 5.2 | Abstract..... | 96 |
| 5.3 | Introduction..... | 97 |
| 5.4 | Methods and acquired data | 98 |
| 5.5 | Results and discussion | 98 |
| 5.5.1 | Seismic correlations and facies..... | 98 |
| 5.5.2 | Faults & Fracture zone..... | 100 |
| 5.5.3 | Asymmetry of the canyon filling..... | 102 |
| 5.5.4 | GAC activity: A structurally-related evolution | 104 |
| 5.5.5 | An exceptional event..... | 106 |
| 5.6 | Conclusion | 107 |
| Chapitre 6 : “Seismic architecture of the carbonate contouritic Blake Plateau, cold water carbonate mounds and northern Bahamas Cenozoic hydrodynamic changes” 108 | | |
| 6.1 | Résumé..... | 111 |
| 6.2 | Abstract..... | 112 |
| 6.3 | Introduction..... | 113 |
| 6.4 | Regional Settings | 113 |
| 6.4.1 | Geological background..... | 113 |
| 6.4.2 | Regional current circulation..... | 114 |
| 6.4.3 | Deep water mounds..... | 115 |
| 6.5 | Materials and Methods..... | 116 |
| 6.5.1 | Data acquisition | 116 |
| 6.5.2 | Seismic stratigraphic framework..... | 116 |
| 6.6 | Results and interpretation..... | 117 |
| 6.6.1 | Contouritic deposits morphology | 117 |
| 6.6.2 | Mound-shaped structure morphology..... | 124 |
| 6.6.3 | Isochrone maps | 127 |
| 6.7 | Discussion | 129 |
| 6.7.1 | Blake Plateau hydrodynamics..... | 129 |
| 6.7.2 | Mound classification | 131 |
| 6.7.3 | Tectono-stratigraphic evolution..... | 134 |
| 6.8 | Conclusions..... | 137 |
| Chapitre 7 : Synthèse, Discussion et Perspectives | | 138 |
| 7.1 | Synthèse des résultats obtenus | 140 |
| 7.1.1 | A l’échelle régionale : Héritage structural (Jurassique – Fini Crétacé) | 140 |

| | | |
|--|--|------------|
| 7.1.2 | A l'échelle du Nord Bahamas : mise en place des grandes structures (fini-Crétacé – fini Miocène) | 144 |
| 7.1.3 | A l'échelle du petit Banc des Bahamas : processus de sub-surface (Plio-Quaternaire) | 147 |
| 7.2 | Discussion | 149 |
| 7.2.1 | Fonctionnement du canyon de Great Abaco & Abaco Event..... | 149 |
| 7.2.2 | Mise en place du Blake Bahama Escarpement..... | 149 |
| 7.2.3 | Etudes comparatives..... | 150 |
| 7.2.4 | Systèmes carbonatés : influence des mouvements structuraux..... | 152 |
| 7.3 | Perspectives..... | 153 |
| 7.3.1 | Suivi structural de la région Nord Bahamas | 153 |
| 7.3.2 | Dynamique interne actuelle du Great Abaco Canyon | 153 |
| 7.3.3 | Gravimétrie..... | 153 |
| Références bibliographiques | | 154 |

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Fig. 1-1 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et de leurs dépôts associés (Hanquiez, 2006 d'après Mulder et Alexander, 2001a)..... | 8 |
| Fig. 1-2 : Modèles de dépôt pour des pentes carbonatées en dépôt et en by-pass pour les plates-formes récifales barrées et les plates-formes non barrées à sables carbonatés (d'après Tournadour, 2015 adapté de McIlreath et James, 1978)..... | 9 |
| Fig. 1-3: Schéma illustrant les différents types de pentes carbonatées et exemples associés aux pentes bahamiennes (Fauquembergue, 2018 modifié d'après Schlager et Ginsburg, 1981)..... | 10 |
| Fig. 1-4 Schéma illustrant le processus de density cascading (Wilson and Roberts, 1995)..... | 11 |
| Fig. 1-5: Modèle de formation et d'évolution des canyons de la pente nord de LBB selon 5 stades, de l'initiation des canyons à leurs complements (Tournadour, 2015). | 15 |
| Fig. 1-6 : Localisation des principaux canyons aux Bahamas. Bathymétrie issue des campagnes Carambar (2010 – 2017). | 16 |
| Fig. 1-7 : Morphologie d'un knickpoint. Modifié d'après Gardner (1983)..... | 17 |
| Fig. 1-8 : Carte de la distribution des principaux drifts à l'ouest des Bahamas (modifiée d'après Mulder et al., 2019). BBAP, Plaine abyssale du bassin de Blake ; BE, Blake Escarpment ; BP, Plateau de Blake ; CSB, Cay Sal Bank ; ES, Exuma Sound ; GBB, Grand Banc des Bahamas ; LBB, Petit Banc des Bahamas ; NPC, North Providence Channel ; OBC, Old Bahama channel ; SC, Santaren Channel ; SF, détroit de Floride ; TOTO, Tongue of the Ocean. | 20 |
| Fig. 1-9 : Classification et morphologie des drifts et courants associés d'après Rebesco et al., (2014).21 | |
| Fig. 1-10: Monts carbonatés associés à la partie distale du MTC sur la pente du Grand Banc des Bahamas (Principaud et al., 2015). | 24 |
| Fig. 1-11: Modèle de courants actuels et de l'habitat des 3 types de monts carbonatés à Santaren Channel (Lüdmann et al., 2016). | 25 |
| Fig. 1-12 : Types de monts carbonatés présents sur les profils sismiques de la pente inférieure du Petit Banc des Bahamas d'après Tournadour (2015). | 25 |
| Fig. 2-1: Localisation du Petit Banc des Bahamas et des principaux courants affectant la zone d'étude. Bathymétrie de la zone d'étude (données des campagnes Carambar)..... | 29 |
| Fig. 2-2: Transects montrant les masses d'eaux et leurs vitesses. A) et D) Courant de Floride. B) Courant des Antilles et Western Boundary UnderCurrent (WBUC). D) Courant de Santaren (Principaud , (2015) d'après Johns et al., 1999; Lee et al., 1990). | 31 |
| Fig. 2-3: Carte structurale présentant les grandes zones transformantes au Jurassique issues de l'ouverture de l'Atlantique et le découpage des blocs structuraux (I à L) selon le modèle de Sheridan, (1974). BBAP = Blake Basin Abyssal Plain; BBOR = Blake Bahama Outer Ridge; BP = Blake Plateau; BBE = Blake Bahama Escarpment; CSB = Cay Sal Bank; FZ = Fracture Zone; GBB = Great Bahama Bank; GAFZ = Great Abaco Fracture Zone; LBB = Little Bahama Bank..... | 33 |
| Fig. 2-4: Modèle structural conceptuel de la marge continental atlantique modifié d'après Sheridan, (1974). Les blocs A à Q représentent la zone du Labrador ; les blocs Q à L représentent la zone Nord-Américaine. A) Schéma conceptuel du système de faille nord Atlantique avec orientation des contraintes. En rouge = zone de failles principales ; En bleu = structures en graben. B) Reconstruction conceptuelle des blocs constituant la marge continentale Nord-Américaine pré-Jurassique (gauche) et leur rotation après ouverture de l'océan Atlantique jusqu'à l'actuel (droite). Notre zone d'étude est située sur le bloc J, ici en rouge. GAFZ = Great Abaco Fracture Zone | 33 |
| Fig. 2-5 : Modèle de collision entre Cuba et les Bahamas et structures de déformation associées d'après Walles (1993). | 34 |

| | |
|---|----|
| Fig. 2-6 : Sources possible des turbidites miocène et dépôts gravitaires du Blake Basin modifié d'après Benson et al., (1978) d'après Mullins et al., (1982) ; campagne BACAR, 1983). GAFZ = Great Abaco Fracture Zone..... | 36 |
| Fig. 2-7 : Historique non exhaustif des études sismiques dans la région nord Bahamas / nord Atlantique et localisation des profils..... | 37 |
| Fig. 2-8 : Stratigraphie du Blake Plateau et réflecteurs remarquables d'après Benson et al., (1978). ... | 38 |
| Fig. 2-9 : Profil sismique C du DSDP 44 site 391, réflecteurs régionaux et lithologies associées (Benson et al., 1978, réflecteurs d'après Dillon et al., 1976). Voir localisation du profil sur Fig. 2-7..... | 39 |
| Fig. 2-10 : Coupes conceptuelles de la construction de la Blake Outer Ridge (Benson et al., 1978). ... | 41 |
| Fig. 2-11 : Séquences sismiques identifiées à partir des puits ODP (ici puit 627) et de la sismique Carambar modifié d'après Tournadour, (2015)..... | 43 |
| Fig. 3-1 : Localisations des différentes missions Carambar. Celles dont les données ont été en partie utilisées dans cette étude sont en rose modifié d'après Fauquembergue, (2018). | 47 |
| Fig. 3-2 : Carte bathymétrique des missions Carambar 1 Leg 2 et Carambar 2 Leg 1. | 48 |
| Fig. 3-3 : Carte de réflectivité des missions Carambar 1 Leg 2 et Carambar 2 Leg 1. | 49 |
| Fig. 3-4 : Terminologie d'interprétation sismique pour les terminaisons de réflexions délimitant les limites des séquences sismiques et les différentes configurations des réflexions servant à caractériser un faciès sismique d'après Tournadour, (2015) redessiné d'après Vail, (1977). | 52 |
| Fig. 4-1: Geographical context of the study including Carambar 1 Leg 2, Carambar 1.5 and Carambar 2 Leg 1 survey location. GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; GAFZ = Great Abaco Fracture Zone (thin grey line); DWBC = Deep Western Boundary Current; AABW = Antarctic Bottom Water..... | 59 |
| Fig. 4-2: (A) Overview of Little Bahama Bank (LBB) slope morphology evidenced by bathymetric data. Black squares show the locations of subsequent figures and tables. Location of the different slope domain limits is also shown. (B) Three-dimensional east–west view of the study area. White lines: location of different slope domain limits. Black and blue dashed lines = location of profiles in (C). Vertical exaggeration x3. (C) Little Bahama Bank slope profiles with respective slope domains. GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; MWD = mass wasting deposits; sw = sediment waves; s = slides; MTC = mass transport complex..... | 62 |
| Fig. 4-3 : (A) Close-up of the bathymetry of the slope canyons with an up dip linear part (see location on Fig. 2). Canyon flanks represented in black lines. (B) High resolution bathymetry of the mounds and pockmarks with associated profiles..... | 66 |
| Fig. 4-4: Distinctive morphological features of the Little Bahama Bank (LBB) lower slope (see location on Fig. 2). (A) Close up of cross-cutting furrows F1 and F2 affecting the lower slope. (B) Close-up of the sediment waves (SW; dotted black line; graphic representing depth profile) over the lobe (dotted red line) at an eastern slope canyon mouth. (C) Close-up of the slides (S) affecting the Great Abaco Canyon flanks. (D) Close-up of the Little Abaco Canyon mouth showing the location of the sediment lobe (LAC Lobe)..... | 67 |
| Fig. 4-5: (A) Close-up of the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon and depth profile locations (see location on Fig. 2). (B) North–south profiles of the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon displaying U shaped canyons. (C) Little Abaco Canyon longitudinal depth profile. (D) Great Abaco Canyon longitudinal depth profile. PP = plunge pool; kn = knickpoint. | 68 |
| Fig. 4-6: High-resolution bathymetry of the distal part of the canyons showing the plunge pools (white dashed lines) of the Great Abaco Canyon (A) and Little Abaco Canyon (B). | 70 |
| Fig. 4-7: Backscatter map of the northern Little Bahama Bank (LBB) slope. White boxes represent the location of the acoustic facies and echofacies summarized in Tab. 4-1..... | 71 |
| Fig. 4-8: Acoustic facies distribution on the northern Little Bahama Bank (LBB) slope. | 73 |

| | |
|--|-----|
| Fig. 4-9: Echofacies distribution on the northern Little Bahama Bank (LBB) slope..... | 77 |
| Fig. 4-10 : Synthetic map of the northern Little Bahama Bank (LBB) slope sedimentary processes (C) obtained by the integration of acoustic facies (A) and echofacies (B) distributions. | 78 |
| Fig. 4-11: Synthetic map of the Little Bahama Bank (LBB) slope sedimentary processes. Cold colours (first column) represent processes and geometries mainly generated by deposition. Warm colours (second column) represent processes and geometries mainly influenced by erosion. The third column represents platform facies [from Enos (1974) and modified by Tournadour (2015)]. | 79 |
| Fig. 4-12: Three-dimensional views (vertical exaggeration x3) of (A) the Little Bahama Bank (LBB) slope environments and (B) of the conceptual model of the sedimentary processes on the northern LBB slope; platform facies from Enos (1974) and modified by Tournadour (2015). GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; DWBC = Deep Western Boundary Current..... | 84 |
| Fig. 4-13: High-resolution bathymetry of (A) the Great Abaco Canyon head and (B) of the eastern canyons. GAC = Great Abaco Canyon..... | 88 |
| Fig. 5-1 : A. Location of the study area, the fracture zone and faults in the northern Bahamas (modified from Mullins & Van Buren, 1981); DWBC= Deep Western Boundary Current; GAC = Great Abaco Canyon; GAFZ= Great Abaco Fracture Zone; GBB= Great Bahama Bank; LBB= Little Bahama Bank; NADW= North Atlantic Deep Water. Isopach map of the channel at the GAC mouth. B. Bathymetric map of the GAC imaged with ArcScene with 3x vertical exaggeration. Location of seismic profiles. C. Seismic correlation of horizon A & M between Carambar 2 high-resolution seismic profile and ODP site 391 high-resolution seismic profile (Benson et al., 1978). D. High-resolution seismic profile. E. Interpreted seismic profile. | 99 |
| Fig. 5-2 : A. High-resolution seismic profile close to the GAC mouth. B. Interpreted seismic profile. | 101 |
| Fig. 5-3 : A. High-resolution seismic profile at the farthest point of the GAC mouth. B. Interpreted seismic profile..... | 103 |
| Fig. 5-4 (next page): Conceptual model of canyon activity and establishment, with retrogressive erosion following the weaknesses induced by faults underlying the canyon; establishment of the channel-lobe. A. Post Cretaceous canyon excavation beginning. B. Post mid-Miocene canyon dynamic. See Fig. 5-1 for abbreviations..... | 104 |
| Fig. 6-1 : A. Location of the study area. BBE= Blake Bahama Escarpment. B. Transect showing the Florida Current water masses (Richardson, 2001). C. Transect showing Antilles Current and Deep Western Boundary Current (DWBC) water masses (Lee et al., 1990)..... | 114 |
| Fig. 6-2 : Figures, seismic profiles and carbonate mounds location..... | 118 |
| Fig. 6-3 : North of the Great Abaco Canyon seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2. | 120 |
| Fig. 6-4 : Relict plateau seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2..... | 122 |
| Fig. 6-5 : Western Blake Plateau seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2. | 124 |
| Fig. 6-6 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures, Black stippled lines are the top of the 2nd phase of mounds growth. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2..... | 125 |
| Fig. 6-7 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2. 126 | |

| | |
|--|-----|
| Fig. 6-8 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2. | 127 |
| Fig. 6-9 : Isochrones maps of seismic discontinuities. A. Top Albian (SB1). B. Top Eocene (SB2). C. Top Oligocene (SB3). D. Top Pliocene (SB5)..... | 128 |
| Fig. 6-10 : Paleo drift morphology and inferred current pathways from Oligocene to Pliocene. A. Drift location of the cross sections and inferred currents pathways. B. Plastered Drift on the lower slope of the Little Bahama Bank. C. Patch drift north of the Great Abaco Canyon. D. Canyon confined drift on the relict plateau. | 129 |
| Fig. 6-11 : “Paleobathymetry” of the top Oligocene associated with isopach map of contouritic deposits present over the top Oligocene. Inferred Oligo-Miocene currents i.e Paleo GAC Current. GAC = Great Abaco Canyon. | 130 |
| Fig. 6-12 : Location of carbonate mounds (red patches = red patches; chemoherms = green patches), fault occurrence on HR seismic profile and inferred fault zone with fault direction. | 135 |
| Fig. 6-13 : Synthesis of facts related to the Blake Plateau geological history, drift deposits and mounds characteristics. BP= Blake Plateau; SL= Sea level. Chemoherms are represented in green, lithoherms are represented in red..... | 136 |
| Fig. 7-1 : Localisation des failles et fractures sur les profils sismiques (points) et interprétations des failles et zones de fractures..... | 141 |
| Fig. 7-2 : Carte isochrone du sommet du bench en pied d’escarpement et dans le Blake Basin. Isolignes 100 m. C1 et C2 deux canyons incisant le BBE. Localisation des profils sismiques des Fig. 7-3 et 7-4. | 142 |
| Fig. 7-3 : Profil sismique localisé perpendiculairement à l’escarpement et en pied de celui-ci. Localisation et illustration du bench lié à l’horizon régional A (en rouge). En gris, unités sismiques correspondant à des mass transport deposits. Les failles sont illustrées par des tracés orange. Localisation du profil sur Fig. 7-2..... | 143 |
| Fig. 7-4 : Corrélations entre les profils sismiques du site 391 DSDP leg 44 et Carambar 2, détail des unités sismiques post-horizon M du Blake Plateau ; profil sismique HR 009 ; conversion twt s en profondeur d’après les vitesses du site 391 (Sheridan, 1981). Blb = Blake Basin ; SSU = seismic sub-unit. Position du profil sur Fig. 7-2. | 147 |
| Fig. 7-5 : Schéma conceptuel de la formation et de l’évolution du Blake Bahama Escarpment. A) Méga plateforme crétacée et failles héritées. B) Subsidence et hausse du niveau marin : ennoisement de la plateforme. C) Mass wasting event en provenance de l’escarpement et recul de celui-ci ; érosion en bas de pente. D) Suite de ces évènements et installation de la sédimentation sur le Blake Plateau. E) Abaco event avec enregistrement de dépôts gravitaires exceptionnels dans le Blake Basin. F) Système sédimentaire actuel avec en sédimentation hémipélagique sur le Blake Plateau, dépôts contouritiques en pied d’escarpement et dépôts hémipélagiques dans le bassin. BBE = Blake Bahama Escarpment ; BIB = Blake Basin ; DWBC = Deep Western Boundary Current ; PF = Platform. Paléobathymétries du fond marin (Blake Plateau et Blake Basin) estimées à partir des profils sismiques et de la courbe de subsidence de Shipley et al., 1978 et Austin et al., 1988..... | 150 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|-----|
| Tab. 1-1 : Principales caractéristiques des drifts présents aux Bahamas. DWBC, Deep Western Boundary Current. Modifié d'après Mulder et al., (2019). | 22 |
| Tab. 1-2: Liste non exhaustive des différents types de monts carbonatés présents dans la région nord des Bahamas (d'après Mullins et al., 1981 ; Correa et al., 2012a, 2012b ; Tournadour, 2015 ; Tournadour et al., 2015 ; Lüdmann et al., 2016 ; Principaud et al., 2018). | 26 |
| Tab. 2-1 : Liste des réflecteurs particuliers observés sur les profils sismique couvrant le Blake Plateau (BP) et la Blake Bahama Outer Ridge (BBOR) d'après Benson et al., (1978); Sheridan and Enos, (1979); Faugères and Stow, (2008); Mulder et al., (2019). | 39 |
| Tab. 2-2 : Liste des réflecteurs particuliers observés sur les profils sismique DSDP Leg 44 Site 391 couvrant le Blake Basin (d'après Benson et al., 1978). | 40 |
| Tab. 2-3 : Physiographie de la pente nord-ouest du Little Bahama Bank d'après Tournadour (2015). | 44 |
| Tab. 3-1 : Synthèse des différents types de données bathymétriques et de réflectivité acoustique collectées lors des missions Carambar 1 (2010) / Leg 2, Carambar 1.5 (2014) et Carambar 2 / Leg 1 (2016) ; modifié d'après Fauquembergue (2018). | 49 |
| Tab. 3-2 : Synthèse des différentes données sismiques THR obtenues lors des missions Carambar 1 / Leg 2 (2010), Carambar 1.5 (2014) et Carambar 2 / Leg 1 (2016) ; modifié d'après Fauquembergue (2018). | 50 |
| Tab. 3-3 : Synthèse des différentes données sismiques HR obtenues lors des missions Carambar 1 / Leg 2 (2010) et Carambar 2 / Leg 1 (2016). | 51 |
| Tab. 4-1 : Sedimentary facies interpretations using both acoustic facies, echofacies and bathymetry. Location of the acoustic facies on Fig. 4-7. The Very High Resolution (VHR) facies are located at the same place as the reflectivity data. | 65 |
| Tab. 4-2: Classification and description of acoustic facies. | 72 |
| Tab. 4-3: Classification and description of echofacies. | 75 |
| Tab. 6-1 : Definition of seismic units and comparisons with previous studies from Sheridan et al., 1981; Austin et al., 1988; Tournadour, 2015 and Mulder et al., 2019. | 117 |
| Tab. 6-2 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the East province. | 119 |
| Tab. 6-3 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the Relict Plateau province. | 121 |
| Tab. 6-4 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the West province. | 123 |
| Tab. 6-5 : Mounds classification. | 133 |

LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES DANS CE MANUSCRIT

| | |
|------|-------------------------------|
| AABW | Antarctic Bottom Water |
| AC | Antilles Current |
| BBAP | Blake Bahama Abyssal Plain |
| BBE | Blake Bahama Escarpment |
| BBOR | Blake Bahama Outer Ridge |
| BIB | Blake Basin |
| BP | Blake Plateau |
| CSB | Cay Sal Bank |
| CWCM | Cold Water Carbonate Mounds |
| DWBC | Deep Western Boundary Current |
| GAC | Great Abaco Canyon |
| GAFZ | Great Abaco Fracture Zone |
| GBB | Great Bahama Bank |
| Kn | Knickpoint |
| LAC | Little Abaco Canyon |
| LBB | Little Bahama Bank |
| MTC | Mass Transport Complex |
| MWD | Mass Wasting Deposits |
| NAO | North Atlantic Ocean |
| Pk | Pockmarks |
| PP | Plunge Pool |
| SW | Sediment Waves |
| TWT | Two Way Traveltime |

Introduction

Problématique

Les canyons sous-marins sont des structures incisant les marges ou les plateformes continentales jusqu'au bassin, avec une largeur et une profondeur pouvant atteindre plusieurs kilomètres (Shepard and Dill, 1966). Catalyseurs de flux sédimentaires et vecteurs de transfert vers le bassin par leurs flancs abrupts, les canyons sous-marins apparaissent comme des éléments importants dans la mise en place des dépôts sédimentaires. Leur architecture et leur mode de formation, complexes, restent cependant très débattus depuis les premières hypothèses émises par Shepard (1963). Les canyons sous-marins se trouvent aussi bien dans les systèmes silicoclastiques (e.g. canyons de Monterey, de Capbreton) que dans les systèmes carbonatés (e.g. canyons de la Grande Barrière, canyons des Bahamas). Cependant, les études sur les canyons ont surtout porté sur les systèmes silicoclastiques, qui sont plus attrayants en termes de potentiel réservoir pour les hydrocarbures. Ainsi, ce sont les récentes découvertes industrielles (e.g. Aquila Field en Italie ; Bertello et al., 2010) dans les pentes carbonatées qui ont ravivé l'intérêt pour celles-ci.

Sur les pentes carbonatées, les canyons sous-marins apparaissent comme des éléments architecturaux importants qui influent sur la morphologie générale des marges, mais aussi sur la dynamique sédimentaire des bassins et plaines abyssales associées. Leur compréhension, tant au niveau de leur mise en place que de leur activité, est fondamentale dans l'étude globale des transferts sédimentaires entre les plateformes et les bassins. Les paramètres qui contrôlent leur genèse restent particulièrement méconnus, surtout pour les canyons dont l'extension et la hauteur sont supérieures à plusieurs kilomètres. L'alimentation des systèmes carbonatés dépend de nombreux paramètres agissant à différentes échelles tels que l'hydrodynamisme, la tectonique, l'eustatisme, ou encore le type d'organisme producteur (Schlager, 2005). Ceux-ci régissent directement la production carbonatée ; et par conséquent l'évolution morphologique et le développement des domaines dans lesquels s'inscrivent les canyons. A contrario, les systèmes silicoclastiques dépendent généralement d'une source fluviale alimentée par l'érosion des reliefs. Les modèles de formations issus de canyons formés en contexte silicoclastiques sont donc limités dans leur application aux domaines carbonatés.

L'archipel des Bahamas est un des systèmes carbonatés les plus étudiés au monde. Il est bordé par des courants qui l'isolent des apports continentaux terrigènes, et répond aux conditions permettant le développement de plate-formes carbonatées. C'est donc dans ce contexte que s'inscrivent les différentes campagnes océanographiques Carambar (*CAR*bonatE *RAMP* of *BA*hamaS *Re*sedimentation). Leur but est d'améliorer les connaissances sur (1) le fonctionnement des pentes carbonatées ; et (2) des processus sédimentaires induits par celles-ci, notamment à travers les canyons sous-marins. La dernière campagne, Carambar 2 (2016-2017), a permis l'acquisition de données sur la pente nord du Petit Banc des Bahamas (*Little Bahama Bank*, LBB), avec deux canyons de tailles conséquentes : les canyons de Little Abaco et Great Abaco (*Great Abaco Canyon*, GAC).

L'évolution et la mise en place des pentes carbonatées aux Bahamas depuis le Pliocène ont été particulièrement étudiées, notamment au nord du Petit Banc des Bahamas et à l'est du Grand Banc des Bahamas (Principaud, 2015 ; Tournadour, 2015 ; Chabaud, 2016 ; Fauquembergue, 2018). L'architecture profonde de la pente et sa transition avec le bassin depuis le Cénozoïque jusqu'au Quaternaire demeurent peu étudiées. Les dernières campagnes d'acquisition de sismique haute résolution ont eu lieu dans les années 70/80 : campagnes IFP-USGS (1975), IODP/DSDP (Leg 44, Benson et al., 1978 ; Leg 101, Austin et al., 1988 ; Leg 172, Keigwin et al., 1998 ; 2102, Sheridan, 1981,

BACAR (1983) ; JOIDES, Hollister and Ewing, 1972). Ces études fournissent un cadre structural et sédimentaire permettant de contraindre l'étude de la région nord des Bahamas, sur des échelles spatiales et temporelles.

Ainsi, plusieurs questions se posent quant au fonctionnement et l'évolution de la pente nord du LBB. Si une majeure partie de la pente nord du Petit Banc des Bahamas a été étudiée, qu'en est-il des processus sédimentaires et de la morphologie de l'ensemble de cette pente ? Et quelle est l'influence des canyons sur ces processus ? Comment se forment ces canyons de tailles importantes et quel en est l'impact sur la sédimentation du bassin et la morphologie de la pente ? Fauquembergue (2018) soulève également la problématique de la sédimentation sur la marge nord du GAC : les faciès analysés lors de ses travaux apparaissent très proches de ceux enregistrés sur la *Blake Outer Ridge*. La question de la continuité des faciès entre ces domaines (plateau de Blake) se pose alors, étant donné qu'aucune analyse structurale n'a permis de comparer le nord de la zone du GAC et celle du plateau de Blake. En outre, la mise en place et le recul de *Blake Bahama Escarpement*, qui borde la partie orientale de l'archipel des Bahamas, restent débattus (Sheridan et al., 1969 ; Paull and Dillon, 1980 ; Sheridan, 1981 ; Paull and Dillon, 1981 ; Freeman-Lynde et al., 1981 ; Freeman-Lynde and Ryan, 1985 ; Dillon et al., 1987). Quels sont les processus et mécanismes à l'origine d'une structure de cette envergure, marquant la morphologie régionale des Bahamas ?

Objectifs de l'étude

Ces travaux s'inscrivent à la suite des différentes études réalisées dans le cadre des campagnes Carambar, notamment ceux portant sur l'analyse des processus à l'ouest (Leg 2 Carambar 1 ; Tournadour, 2015 ; Chabaud, 2016) et à l'est (Leg 1 Carambar 2 ; Fauquembergue, 2018) de la pente nord du LBB. L'objectif principal est d'enrichir les connaissances sur les mécanismes de transfert des carbonates depuis la pente (< 1200 m) vers la zone profonde (≥ 4500 m) par l'intermédiaire de canyons ; la compréhension de la genèse et la persistance de canyons en environnement carbonaté ; et la précision des mécanismes d'évolution et de grandes tendances sédimentaires de la pente nord du Petit Banc des Bahamas et du plateau de Blake.

Pour répondre aux interrogations évoquées précédemment, ces travaux de thèse se sont appuyés sur les nouvelles données de bathymétrie multifaisceaux à haute résolution, de réflectivité et de sismique à très haute et haute résolution acquises lors de la campagne Carambar 2 Leg 1 (2016 à 2017), permettant de :

- (1) Proposer une vue à grande échelle de la distribution sédimentaire et morphologique de la pente du LBB. Cette approche permet d'établir des liens entre les processus sédimentaires de surface et de sub-surface ; et la structure des pentes.
- (2) Analyser l'évolution et la dynamique du Canyon de Great Abaco à travers l'étude de profils sismiques haute résolution et proposer un modèle de mise en place des canyons carbonatés de taille conséquente.
- (3) Déterminer l'évolution stratigraphique et architecturale du plateau de Blake à travers l'étude des géométries contouritiques et des monts carbonatés d'eaux froides associés ; et étudier l'interaction entre ces structures afin de préciser les conditions hydrodynamiques et leur variabilité spatiale et temporelle.

(4) Comprendre l'évolution profonde de la transition entre la pente et la plaine abyssale depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel et proposer un modèle d'évolution et de mise en place du *Blake Bahama Escarpment*.

Organisation du Manuscrit

Ce manuscrit s'organise en sept chapitres.

- Le **chapitre 1** est une synthèse bibliographique des concepts utilisés dans ce travail, comprenant un état des connaissances sur les pentes carbonatées et les structures qui y sont associées, en particulier les canyons sous-marins, ainsi que sur les processus gravitaires et contouritiques, et les monts carbonatés d'eaux froides.
- Le **chapitre 2** présente le contexte géographique, géologique et structural de la zone d'étude.
- Le **chapitre 3** fait un bilan des données utilisées lors de cette étude, ainsi que les méthodes appliquées.
- Le **chapitre 4** présente les principaux résultats des données de surface et sub-surface des trois campagnes Carambar sous la forme de l'article « *Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas* » publié dans la revue *Sedimentology*.
- Le **chapitre 5** se focalise sur les données de sismique haute résolution acquises lors du Leg 1 de la campagne Carambar 2 imageant le canyon de Great Abaco lors de l'article « *How a short-lived giant carbonate canyon form? The structurally-controlled Great Abaco Canyon (Bahamas)* » soumis à la revue *Geology*.
- Le **chapitre 6** présente une étude de l'architecture sismique globale du plateau de Blake sous la forme d'un article « *Seismic architecture of the carbonate contouritic Blake Plateau, cold water carbonate mounds and northern Bahamas Cenozoic hydrodynamic changes* » qui sera soumis dans la revue *Marine Geology*.

Le manuscrit s'achève avec le **chapitre 7**, qui s'articule en trois parties : (1) **une synthèse des résultats** issus des données de subsurface des trois campagnes et notamment des données de sismique haute résolution ; (2) **une discussion** sur les différents résultats obtenus et (3) une mise en perspectives de cette étude.

Chapitre 1 : Synthèse des connaissances sur les pentes carbonatées, dépôts gravitaires et contouritiques

Résumé du chapitre

Le premier chapitre présente une synthèse non exhaustive des différents processus et éléments d'architectures qui définissent et caractérisent des pentes en domaine carbonaté. Il recense d'abord les différents processus gravitaires et présente les différents modèles de dépôts de pentes, avec une emphase sur les pentes carbonatées des Bahamas. Il s'attarde ensuite sur les éléments d'architecture en domaine profond, notamment sur les canyons sous-marins et leur développement en domaine carbonaté. Enfin, il fait état des processus contouritiques et des différents drifts et monts carbonatés d'eaux froides qui caractérisent les pentes des Bahamas.

1.1 Processus gravitaires, transport et érosion

Les écoulements gravitaires et les glissements sont des processus qui interviennent dans le transport, la sédimentation et l'érosion des sédiments, tant dans les systèmes silicoclastiques que carbonatés. Ils contribuent à la formation de structures sédimentaires qui définissent la morphologie des pentes et fonds marins. Leur étude est donc primordiale dans la compréhension des transferts sédimentaires vers les environnements profonds et l'évolution des marges continentales.

1.1.1 Glissements en masse

Les glissements en masse correspondent au déplacement de blocs homogènes le long d'un plan de cisaillement (i.e. surface de glissement, Mulder and Cochonat, 1996). Les dépôts résultants conservent la structure d'origine des sédiments (stratification), mais sont plus ou moins affectés par des déformations définissant trois types de glissement en masse :

- (1) Les chutes de blocs, qui correspondent au détachement de blocs consolidés le long d'une pente.
- (2) Le fluage, qui se caractérise un processus lent de glissement de sédiments conservant leur cohésion sur une surface de décollement. Ces sédiments se déforment lentement de manière plastique.
- (3) Les glissements (*slides* et *slumps*) : Les *slides* correspondent à un déplacement modéré par translation et une déformation interne faible. Les *slumps* sont caractérisés par des glissements de grande ampleur le long d'une surface rotationnelle avec une déformation interne forte (Mulder and Cochonat, 1996).

1.1.2 Écoulements gravitaires

Les écoulements gravitaires ont été classés en 2001 par Mulder et Alexander en fonction des mécaniques de transport et des propriétés physiques de l'écoulement. On peut distinguer deux types d'écoulement : cohésif et non cohésif (Fig. 1-1).

Dans les écoulements cohésifs, les coulées de débris (*debris flow*) présentent des éléments grossiers maintenus dans une matrice cohésive et se déplacent sous l'effet de la gravité (Stow et al., 1998 ; Mulder and Alexander, 2001a).

Lors d'écoulements non cohésifs, les éléments ne sont pas maintenus dans une matrice cohésive. Trois mécanismes de transport des grains se distinguent alors : (1) la collision entre les grains (e.g. écoulements granulaires ou *grain flows*, Middleton and Hampton, 1973), (2) la pression liée aux fluides intergranulaires (e.g. écoulements fluidisés, Mulder and Alexander, 2001b) et (3) la turbulence (e.g. courants de turbidité, Middleton and Hampton, 1973).

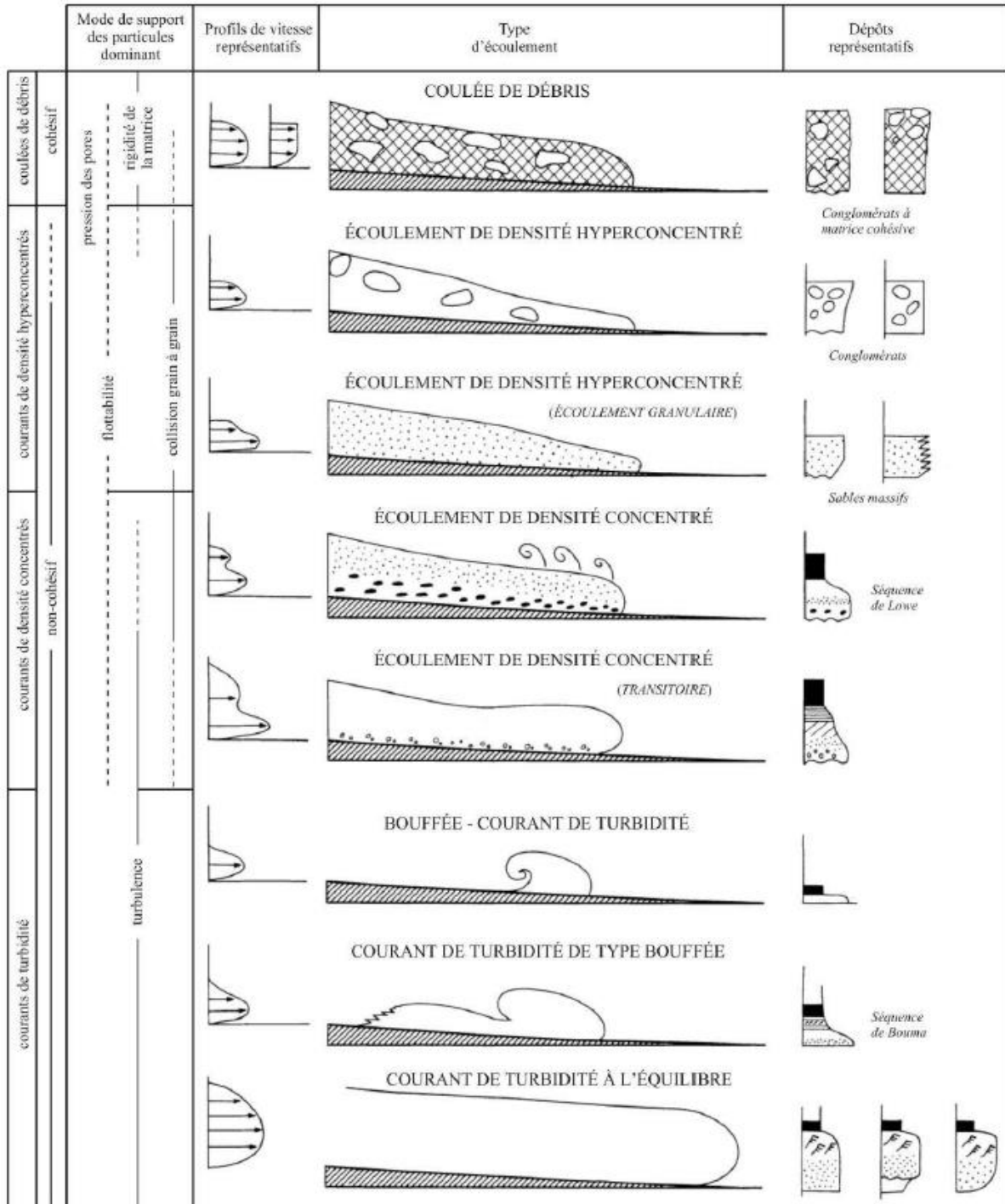


Fig. 1-1 : Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et de leurs dépôts associés (Hanquiez, 2006 d'après Mulder et Alexander, 2001a).

1.1.2.1 Courants de turbidité

Les courants de turbidité de haute et basse densité (Lowe, 1982) et les bouffées turbides (Ravenne and Beghin, 1983) sont caractérisés par le maintien en suspension des particules par la turbulence au sein d'un fluide ambiant de moindre densité. La séquence turbiditique type ou séquence de Bouma, (1962) correspond à la succession verticale de cinq faciès distincts granodécroissants.

1.1.2.2 Courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux sont formés lors de périodes de crues aux embouchures des fleuves. Ils sont générés quand l'eau douce apportée par le fleuve comporte une charge sédimentaire suffisante pour générer une densité supérieure à celle de l'eau dans le bassin (Mulder and Syvitski, 1995).

1.2 Les pentes carbonatées

Les pentes sont des domaines marquant la transition plus ou moins abrupte entre les rebords de plateforme et les plaines abyssales. Parfois entrecoupées de plateaux profonds, comme aux Bahamas, les pentes présentent des morphologies diverses contrôlées par de multiples facteurs tels que la circulation océanique, le contexte structural, l'export de matériel carbonaté de plate-forme et l'importance des apports pélagiques, contouritiques et gravitaires (Mullins and Neumann, 1979). La déclivité des pentes carbonatées (5-15°) est légèrement plus importante que celle des pentes terrigènes (3-6° ; Scholle et al., 1983).

Une première distinction est faite par McIlreath and James (1978) entre : (1) les pentes en dépôts caractérisées par une transition latérale de faciès entre les dépôts de la bordure et de la plate-forme et ceux du bassin ; et (2) les pentes en *by-pass* avec une bordure de plate-forme déconnectée du bassin (Fig. 1-2).

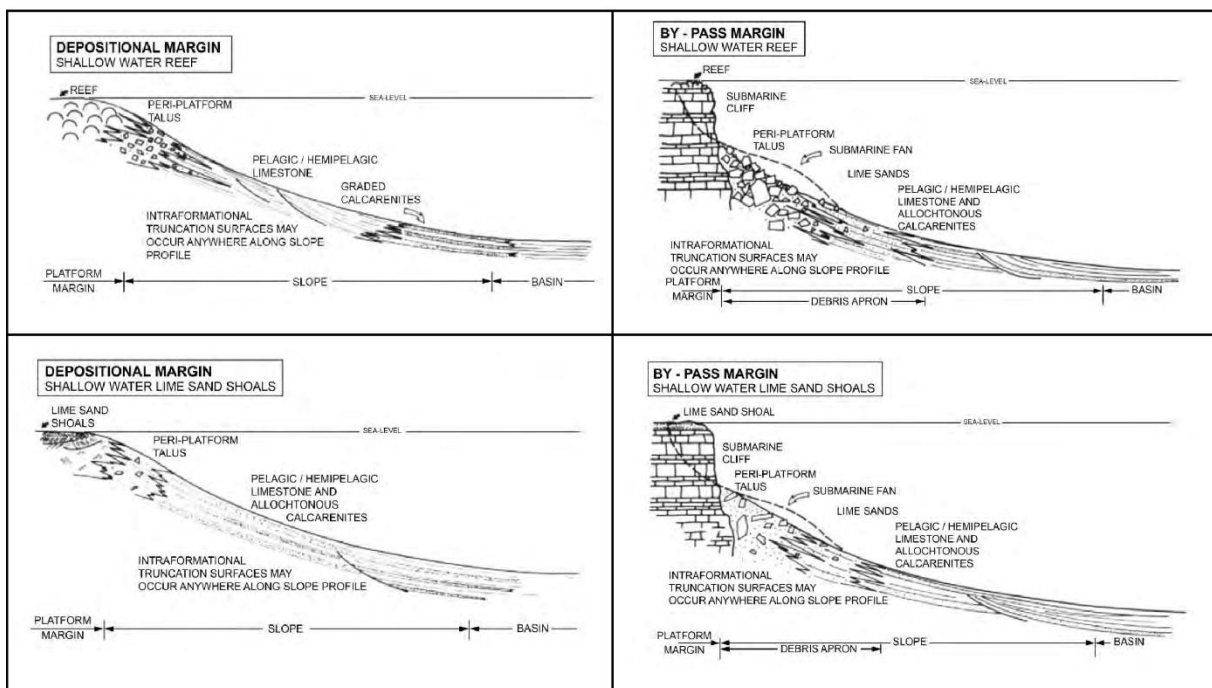


Fig. 1-2 : Modèles de dépôt pour des pentes carbonatées en dépôt et en *by-pass* pour les plates-formes récifales barrées et les plates-formes non barrées à sables carbonatés (d'après Tournadour, 2015 adapté de McIlreath et James, 1978).

Pour les pentes carbonatées en *by-pass* avec un talus de faible relief, Cook et al. (1972) proposent un modèle de nappes d'épandage bréchiq (debris-sheet model) correspondant à l'étalement non chenalisé au pied du talus et le long du bassin de coulées boueuses issues de la déstabilisation de la bordure de plate-forme. Schlager and Ginsburg (1981) ajoutent un modèle de dépôt en érosion qui caractérise les dépôts en *by-pass* évoluant sous l'action érosive des courants de contour (Fig. 1-3).

Mullins and Cook (1986), quant à eux, proposent de nouveaux modèles et élargissent la notion de nappes d'épandages non chenalisées. Ils proposent des modèles de tablier de pente ou *slope apron models* : (1) le modèle *slope apron*, pour des pentes relativement faibles ($<4^\circ$), où le tablier de débris s'étend le long de la pente, et (2) le modèle *base-of-slope apron* où les dépôts s'accumulent en bas de pente après avoir transité le long de la pente (4° à 15°).

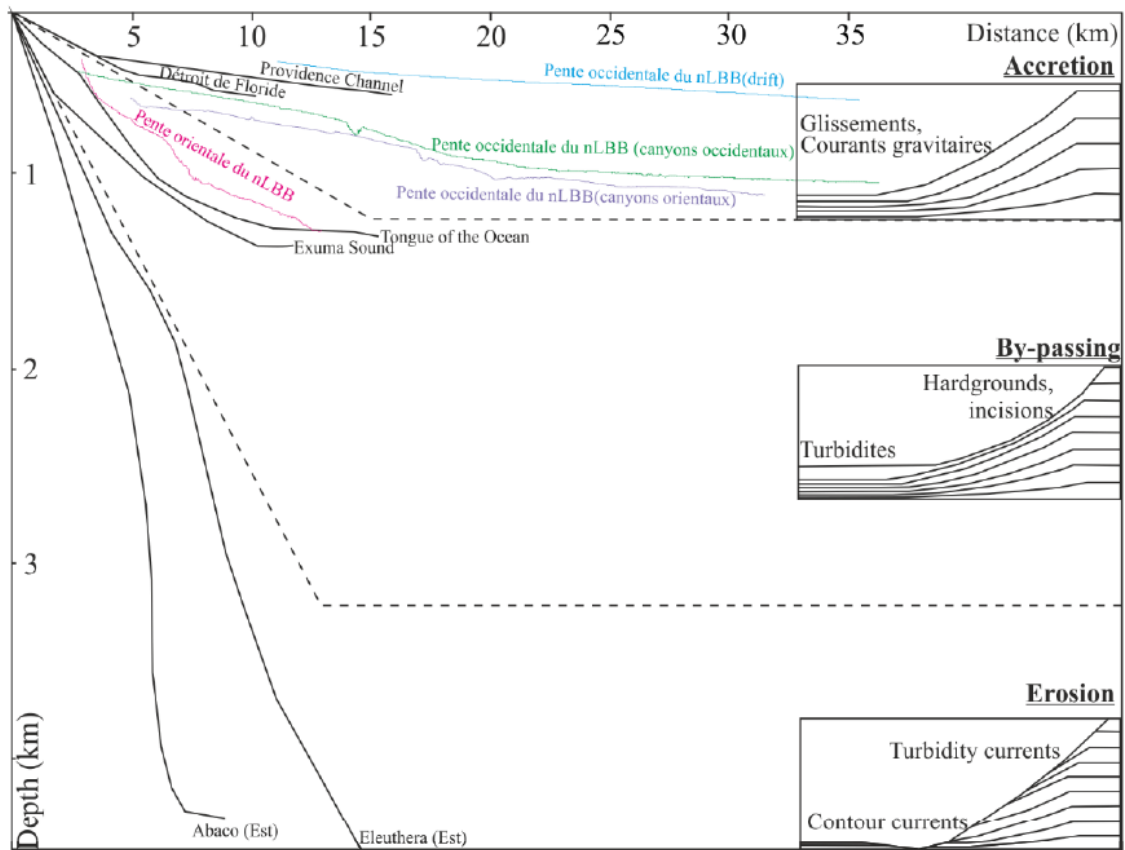


Fig. 1-3: Schéma illustrant les différents types de pentes carbonatées et exemples associés aux pentes bahamiennes (Fauquembergue, 2018 modifié d'après Schlager et Ginsburg, 1981).

1.2.1 Les pentes Bahamiennes

Aux Bahamas, trois types de pentes sont définis à mesure que la déclivité augmente (Fig. 1-3). Progressivement, l'on passe de (1) pentes en accrétion aux (2) pentes en *by-pass* puis finalement aux (3) pentes en érosion (Schlager, 2005) :

- (1) Les pentes en accrétion sont affectées principalement par des processus gravitaires de type *slumps* ou *debris flow*. Les sédiments se déposent sur la pente, entraînant une progradation vers le bassin. C'est le cas des pentes de Providence Channel et du déroit de Floride.
- (2) Les pentes en *by-pass* sont caractérisées par la présence de ravines (ou *gullies*) en aval de la pente présentant des flancs érosifs et généralement séparée par un espace inter-ravine boueux. Ces ravines sont suivies en général d'un tablier sédimentaire se développant sous la forme de turbidites s'étalant en bas de pente (e.g. les pentes de *Tongue Of The Ocean* et *Exuma Sound*, Fig. 1-3).

- (3) Les pentes en érosion proviennent généralement de pente en *by-pass* dont la déclivité augmente et où l'action érosive des courants de turbidité prévaut sur l'apport sédimentaire. Aux Bahamas, les processus de *scouring* par courants de contours et de dissolution peuvent aussi contribuer à l'érosion des pentes. (e.g. les pentes d'Eleuthera et Abaco).

Le changement du régime de dépôt avec le changement de l'angle de la pente est induit par le degré de *by-pass* des sédiments sur la pente (Schlager, 2005). La source de sédiments de la plupart des pentes carbonatées est la plate-forme. Ainsi, les sédiments entrent dans la pente à l'extrémité supérieure et sont distribués en bas de la pente par le transport gravitaire des sédiments (Schlager, 2005). Pour les pentes de faible déclivité, la compétence et la capacité des agents de transport diminuent en s'éloignant de la source de sédiments au bord de la plate-forme (Schlager, 2005). D'autres facteurs influent cette transition comme le caractère *leeward* (« sous le vent ») ou *windward* (« au vent ») de l'exposition de la pente ou encore l'érosion et dépôts par les courants de contour (Mullins and Neumann, 1979; Schlager and Ginsburg, 1981).

1.2.2 Les exports depuis la plateforme vers la pente aux Bahamas

Au niveau des pentes bahamiennes, un phénomène de plongement d'eaux denses a été observé (Wilson and Roberts, 1995). Ce phénomène est appelé *density cascading* (Fig. 1-4) et correspond au contraste de densité important entre les eaux profondes et les eaux peu profondes de la plate-forme, en raison du refroidissement des eaux de surface par l'air froid et sec de l'Antarctique. Combiné à l'action intense des vagues et du vent remet en suspension de grandes quantités de sédiments exportés depuis la plate-forme, provoquant un plongement des eaux chargées vers le fond par contraste de densité (Wilson and Roberts, 1995).

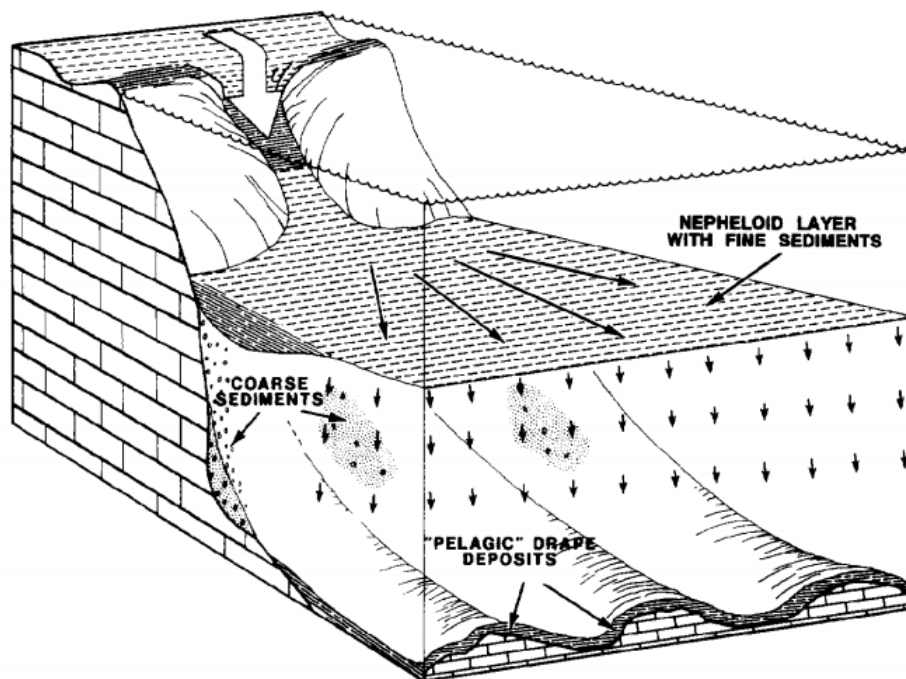


Fig. 1-4 Schéma illustrant le processus de *density cascading* (Wilson and Roberts, 1995).

Le *density cascading* est fortement contrôlé par les changements saisonniers. En été, la chaleur et l'humidité sont des paramètres qui contrôlent des processus tels que l'évaporation. Cette évaporation

peut provoquer une légère augmentation de la salinité et donc déclencher des mouvements liés aux changements de densité (Wilson and Roberts, 1992, 1995). En hiver, les fronts froids génèrent un déséquilibre de densité entre la plate-forme peu profonde et les eaux de surface de l'océan. Les eaux de surface sont refroidies par le front froid. Après le passage de ce front froid, l'air se réchauffe plus vite que l'eau, entraînant un processus d'évaporation qui va augmenter la salinité. Le changement de densité dû à l'augmentation de la salinité conduit finalement à l'enfoncement des eaux denses de la plate-forme (Wilson and Roberts, 1992, 1995). Lors des événements de front froid, le matériel fin issu de la plate-forme est exporté par *density cascading* et est déposé sur le haut de pente, formant par exemple le prisme holocène présent en haut de pente du Petit Banc des Bahamas (Fauquembergue et al., 2018).

Seule la boue carbonatée fine peut être partiellement exportée par le flux et le reflux (*tidal flushing*) et ce principalement après les tempêtes (Mulder et al., 2017). Ce vannage sédimentaire favorise le transport *off-bank* : la fraction fine des sédiments de plate-forme, mélangée avec la production hémipélagique, amène à la formation de boue de péri plate-forme sur l'*uppermost slope* (Chabaud et al., 2016).

1.3 Les canyons sous-marins et les éléments d'architecture des systèmes profonds

Sur les pentes carbonatées, les canyons sous-marins apparaissent comme des éléments architecturaux importants qui influent sur l'évolution et la morphologie des marges ; mais aussi sur la dynamique sédimentaire et l'évolution des bassins et plaines abyssales associées.

1.3.1 Les canyons sous-marins

1.3.1.1 Généralités

Les canyons sous-marins sont des structures incisant les marges ou les plateformes continentales jusqu'au bassin avec une largeur et une hauteur pouvant atteindre plusieurs kilomètres (Shepard, 1963 ; Shepard and Dill, 1966 ; Galloway, 1998; Normark and Carlson, 2003). Catalyseurs de flux sédimentaires et vecteurs de transfert vers le bassin de par leurs flancs abrupts, les canyons sous-marins apparaissent comme des éléments importants dans la morphologie générale et l'évolution des marges, mais aussi dans la mise en place des dépôts sédimentaires de bassin. Ils apparaissent aussi bien dans des environnements silicoclastiques que carbonatés.

On peut distinguer quatre processus principaux pour expliquer la genèse des canyons sous-marins : (1) l'érosion fluviale pendant la phase subaérienne lors d'une chute de niveau marin (*e.g* les canyons méditerranéens formés pendant le Messinien ; Mulder et al., 2004) ; (2) l'érosion régressive générée par des processus gravitaire intra-pente (Shepard, 1981; Mulder et al., 2004) ; (3) l'érosion par processus gravitaires récurrents tels que les courants hyperpycnaux, aux embouchures de fleuves et agissent comme des flux érosifs (Pratson et al., 1994 ; Mulder et al., 2003) ; (4) une sédimentation différentielle due à une faible vitesse de sédimentation combinée à des processus de *by-pass* sur une marge progradante (Pratson and Haxby, 1996). Sur le plan morphologique, trois types de canyons se distinguent (Harris and Whiteway, 2011) :

- (1) Les canyons de type 1, *river associated shelf-incising*, qui correspondent à des canyons incisant les marges et dont la tête présente une connexion directe avec un système fluvial majeur.
- (2) Les canyons de type 2, *shelf incising*, sont caractérisés par une absence actuelle de connexion à un système fluvial majeur.
- (3) Les canyons de type 3 dit « aveugles » ou *blind* qui incisent la pente continentale.

1.3.1.2 Les canyons sous-marins en domaine carbonaté

La formation et la dynamique des canyons des environnements carbonatés demeurent peu documentées. En domaine carbonaté, les canyons sont des structures typiques des pentes en *by-pass* (Schlager and Ginsburg, 1981 ; Schlager, 2005) et l'absence de connexion à des systèmes fluviaux terrigènes exclut les hypothèses de formation liées à ces systèmes (*e.g.* canyons de type 1).

Puga-Bernabéu et al., (2011, 2013) définissent deux types de canyons carbonatés sur les pentes de la marge de la Grande Barrière, Australie. Les *shelf-incised* canyons, dont la tête atteint le plateau à faible profondeur et peut être associée à des récifs et les *slope-confined* canyons localisés plus en profondeur sur la pente. Puga-Bernabéu et al. (2011) proposent un modèle de formation de ces canyons en domaine mixte (apports terrigènes et carbonatés) carbonaté) s'appliquant également à des canyons présents dans

des environnements purement carbonatés. La formation des canyons est initiée par des glissements sous-marins sur la pente inférieure. Ils peuvent ensuite s'étendre et par processus d'érosion régressive et former des canyons. C'est la phase initiale. S'ensuit une phase transitionnelle caractérisée par une migration progressive des canyons vers le haut de pente par érosion régressive jusqu'à la rupture de pente. Les canyons peuvent alors s'élargir et être sur-incisés par la formation de ravines. La phase de maturité des canyons se traduit par la formation d'un réseau de ravines en connexion avec les têtes en amphithéâtres des canyons. Les réseaux de ravines associées aux canyons agissent alors comme des bassins versants qui catalysent les flux sédimentaires de la plateforme jusqu'au bassin. L'installation de récifs en bordure de plateforme bloque la migration des canyons.

Tournadour et al. (2017) précisent le modèle de formation des canyons de Puga-Bernabéu et al., (2011) sur la pente du Petit Banc des Bahamas (ou *Little Bahama Bank*, LBB), par la description de 18 canyons (sur une trentaine) entaillant la pente. Ces auteurs affinent ce modèle de formation. Cinq phases sont décrites suivant une évolution est-ouest sur la pente, définissant ainsi un gradient de maturité des canyons (Fig. 1-5) :

- (1) Initiation du canyon par déstabilisation intra-pente, traduite morphologiquement par des glissements sous-marins. Celle-ci peut être due à une rupture de pente engendrée par une accumulation de boue de péri-plateforme non consolidée. La formation des canyons est assurée par un processus d'érosion régressive.
- (2) Ce processus d'érosion régressive linéaire forme des canyons « *up dip* » linéaires présentant des morphologies plus escarpées en amont qu'en aval et des interfluves non-érodé. Ceux-ci correspondent aux canyons les plus à l'ouest du LBB.
- (3) Ce processus se poursuit jusqu'à la formation de canyons présentant une tête en amphithéâtres. Ces derniers sont caractérisés par des profils de talwegs en « V » (*V-shaped*) qui dénotent un export de matériel cimenté et grossier érodant le fond des canyons.
- (4) Des déstabilisations latérales des flancs des canyons amorcent un processus de comblement. Ce remplissage précoce se traduit par la présence de canyons avec levées et terrasses.
- (5) Enfin, les exports de péri-plateforme qui vont alimenter les terrasses sont de plus en plus important et se poursuivent jusqu'à combler totalement ou partiellement les canyons (canyons les plus à l'est de la pente nord du LBB). Les canyons sont alors caractérisés par des talwegs en « U » (*U-shaped*).

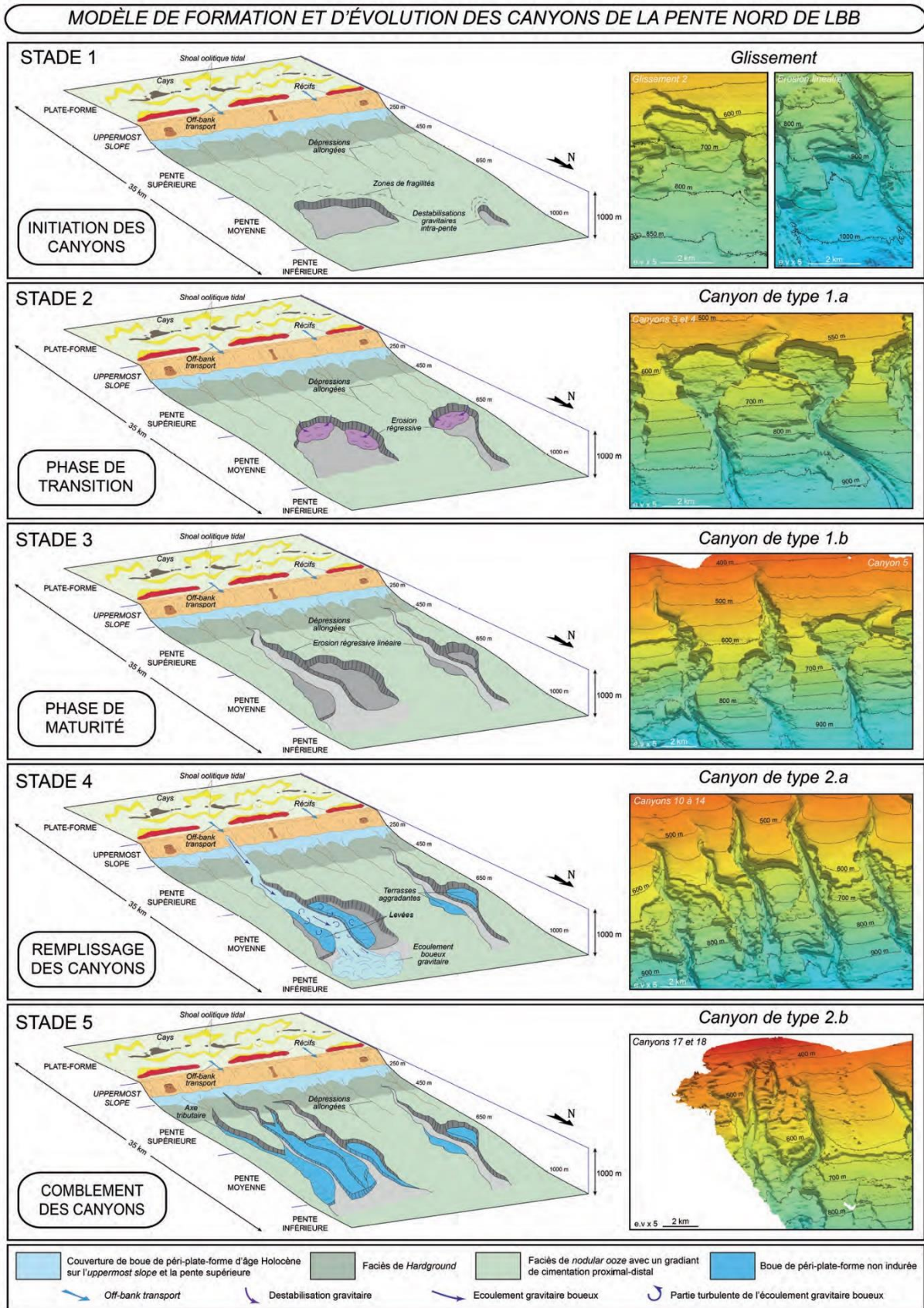


Fig. 1-5: Modèle de formation et d'évolution des canyons de la pente nord de LBB selon 5 stades, de l'initiation des canyons à leurs comblements (Tournadour, 2015).

L'évolution est-ouest des canyons pourrait être liée à un basculement général (*tilting*) du LBB vers l'ouest (Mulder et al., 2012b).

Certains canyons incisant les pentes bahamiennes tels que les canyons de Great Bahama, d'Exuma (Mulder et al., 2018b), de Little Abaco et de Great Abaco (Fig. 1-6 ; Mulder et al., 2018a) peuvent atteindre des tailles comparables aux canyons silicoclastiques (canyon du Congo, Babonneau et al., 2002; canyon de Capbreton, Gaudin, 2006). Le mode de formation des canyons sous-marins de cette envergure en domaine carbonaté reste peu décrit. Mullins et al., (1982) suggère une formation pré-Santonien du canyon de Great Abaco le long de la *Great Abaco Fracture Zone* (Sheridan, 1974) avec une accréation verticale des flancs du canyon lors de la subsidence mésozoïque régionale. Mulder et al., (2017, 2018a) suggère un contrôle structural sur la mise en place de ces canyons.

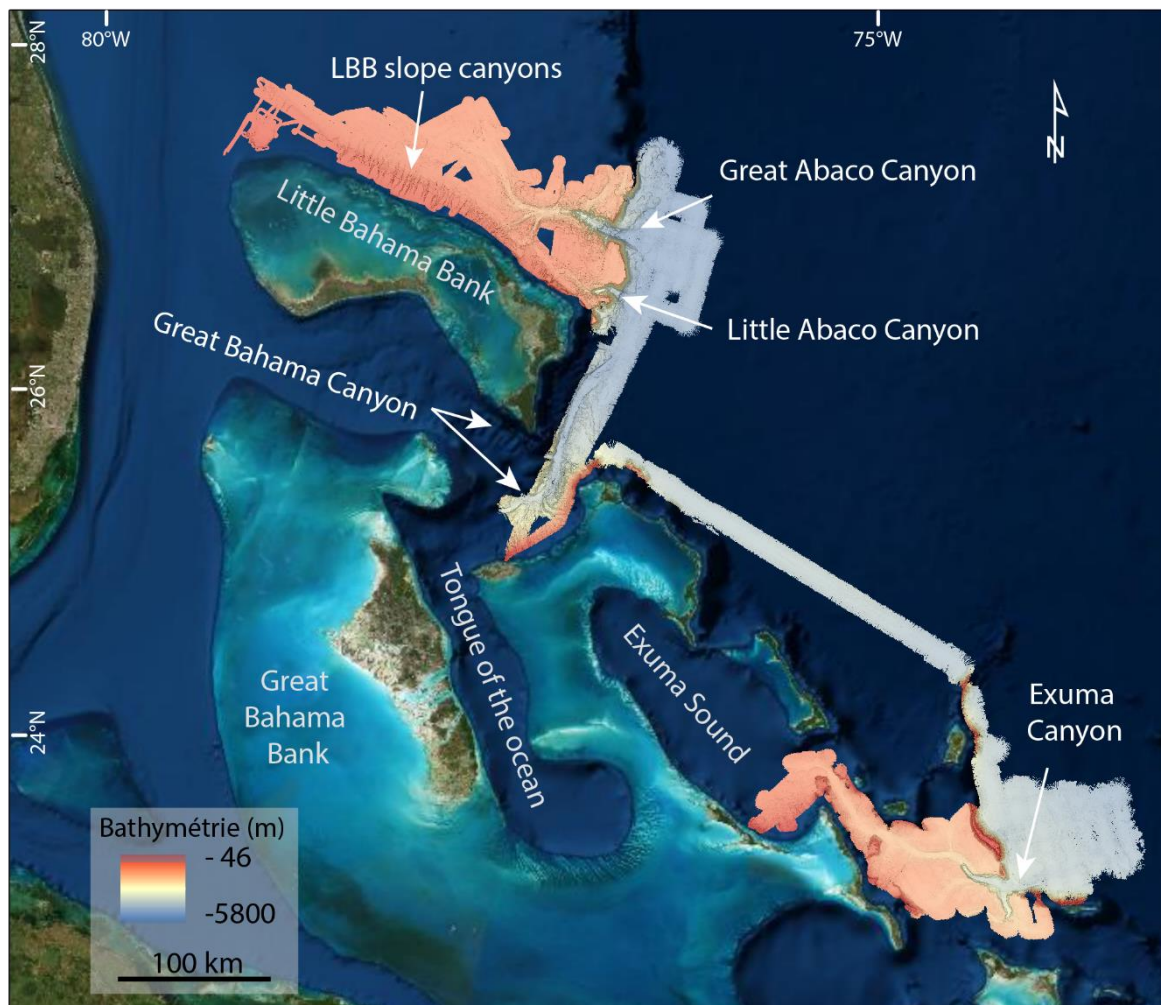


Fig. 1-6 : Localisation des principaux canyons aux Bahamas. Bathymétrie issue des campagnes Carambar (2010 – 2017).

1.3.2 Les ravines

Les ravines (ou *gullies*) sont des vallées sous-marines plus petites que les canyons, formées sur de fortes pentes. Souvent rectilignes, elles sont caractérisées par une largeur comprise entre 100 et 250 m et une profondeur comprise entre 5 et 50 m (Mulder, 2011). Les ravines peuvent s'organiser en réseaux connectés incisant la pente. Tubau et al., (2013) documentent deux types de morphologies différentes associées aux canyons : (1) les *rim gullies*, vecteurs principaux du transport sédimentaire, sont larges (> 1 km) et forment un réseau dendritique bien développé qui s'étend du talweg à la bordure du canyon

contribuant ainsi à l'accroissement de ce dernier ; (2) les *toe gullies* sont plus escarpées et courtes et forment un réseau restreint à la base des flancs du canyon. Micallef and Mountjoy (2011) proposent un modèle de formation des ravines contrôlée par des écoulements gravitaires accélérant le long de la pente issus de processus de type *density cascading*. Dans les systèmes carbonatés, les ravines peuvent atteindre jusqu'à 100 km de long avec entre 410 et 610 m de profondeur d'eau (*e.g* ravines incisant la pente ouest du Grand Banc des Bahamas ; Principaud et al., 2018).

1.3.3 Les MTCs

Les complexes de transport en masse (ou *mass transport complexe*, MTC) correspondent à des glissements en masse le long d'une surface de rupture sur les pentes avec un volume variant de quelques mètres cubes à plusieurs milliers de kilomètres cubes (Mulder, 2011). Ceux-ci sont formés par une cicatrice de glissement correspondant à l'arrachement du bloc sédimentaire, une zone de translation et d'une zone de dépôt correspondant aux masses transportées (ou *mass transport deposits*, MTD). Aux Bahamas, un MTC datant du Pliocène (Petit Banc des Bahamas ; Tournadour et al., 2015) et quatre MTCs datant du Plio-Pléistocène (Grand Banc des Bahamas ; Principaud et al., 2015) ont été décrits en détails.

1.3.4 Les Lobes

Les lobes se forment à l'embouchure des chenaux / des vallées sous-marines ou dans la partie distale des complexes chenaux-levées sous la forme de nappes d'épandages turbiditiques. Ils présentent généralement des formes ovoïdes convexes à lenticulaires avec une base plane (Mulder, 2011).

1.3.5 Les knickpoints et les plunge pools

Les *knickpoints* correspondent à des marches topographiques présentes sous-marines associés soit à des changements successifs du niveau marin, dans le régime d'écoulement ou à la tectonique (Fig. 1-7 ; Gardner, 1983). Ces structures sont présentes dans les vallées carbonatées bahamiennes, notamment au niveau de la vallée d'Exuma (Le Goff et al., 2020), dans le canyon d'Exuma (Mulder et al., 2018b) et dans les canyons de Great Abaco et Little Abaco Canyon (Mulder et al., 2018a).

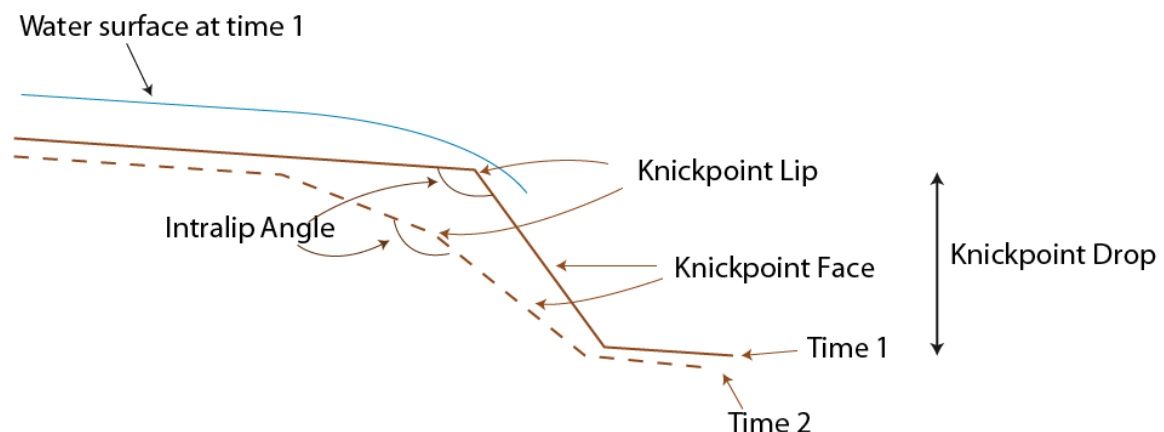


Fig. 1-7 : Morphologie d'un *knickpoint*. Modifié d'après Gardner (1983).

Les *knickpoints* peuvent être associées à des *plunge pools*, dépressions plus ou moins circulaires situées à leur aplomb. La présence de *plunge pool* indique un hydrodynamisme capable de générer un ressaut hydraulique (passage d'un écoulement supercritique à subcritique), responsable de l'intensification de l'érosion à cet endroit (Guiastrenec-Faugas et al., 2020b). Aux Bahamas, les *plunge pools* associées à des *knickpoints* sont observables surtout au niveau des canyons de taille considérable tels que le canyon d'Exuma (Mulder et al., 2018b), le canyon de Great Abaco et le canyon de Little Abaco (Mulder et al., 2018a).

1.4 Les drifts contouritiques

Les courants de contour circulent le long des marges continentales à différentes profondeurs en fonction de leur température et de leur salinité et sont responsables des processus d'érosion, de transport et de dépôt d'argile, silt et sable fin (Faugères and Stow, 2008). D'un point de vue général, les courants de contour s'écoulent parallèlement aux isobathes et peuvent être considérés comme des flux géostrophiques semi-permanents à permanents quasi-stationnaires qui s'enfoncent à leur niveau d'équilibre (Rebesco et al., 2008). La vitesse des courants de contour varie généralement entre $5 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ et $20 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ mais peut être affectée par des processus hydrodynamiques de surface ou par la topographie du fond marin. Elle peut ainsi atteindre des vitesses allant jusqu'à $2,5 \text{ m} \cdot \text{sec}^{-1}$ dans des cas particuliers où la section d'écoulement est restreinte (Wynn and Masson, 2008). Les courants de contour peuvent former des structures caractéristiques d'érosion et de dépôt d'une échelle centimétrique à kilométrique appelées contourites (Gonthier et al., 1984) et à une échelle plurikilométrique, appelées drifts contouritiques (Stow et al., 2008).

Les contourites sont définis comme étant des sédiments déposés ou substantiellement remaniés par l'action persistante des courants de contour (*e.g* Stow et al., 2002 ; Rebesco et al., 2014). La vitesse du courant contrôle l'érosion des fonds marins et la construction des drifts. De plus, la géométrie des drifts est contrôlée par la pérennité de l'activité du courant le long du fond marin, la nature des particules transportées par le courant, en particulier la taille des grains, et la quantité de particules disponibles (Stow et al., 2008). Les plus grands drifts peuvent présenter un dépôt continu sur plusieurs millions d'années (Stow et al., 2008).

1.4.1 Les drifts contouritiques bahamiens

Les recherches passées sur les systèmes contouritiques ont surtout porté sur les systèmes siliciclastiques (Stow et al., 2002 ; Faugères and Stow, 2008 ; Hernández-Molina et al., 2009 ; Faugères and Mulder, 2011 ; Rebesco et al., 2014). Toutefois, les études sur les drifts dans les systèmes carbonatés se sont récemment développées (Betzler et al., 2014 ; Lüdmann et al., 2018 ; Eberli and Betzler, 2019 ; Paulat et al., 2019 ; Reolid and Betzler, 2019 ; Mulder et al., 2019). Aux Bahamas, les recherches sur les environnements carbonatés modernes montrent des caractéristiques propices au développement contouritique (Fig. 1-8). Le drift de Santaren est étroitement lié au développement du *Gulf Stream* (Lüdmann et al., 2018 ; Paulat et al., 2019), les drifts du Petit Banc des Bahamas et du Grand Banc des Bahamas sont liées aux courants de surface ou aux courants de fond et se développent après le passage du courant de Floride (Chabaud et al., 2016 ; Mulder et al., 2019 ; Tab. 1-1).

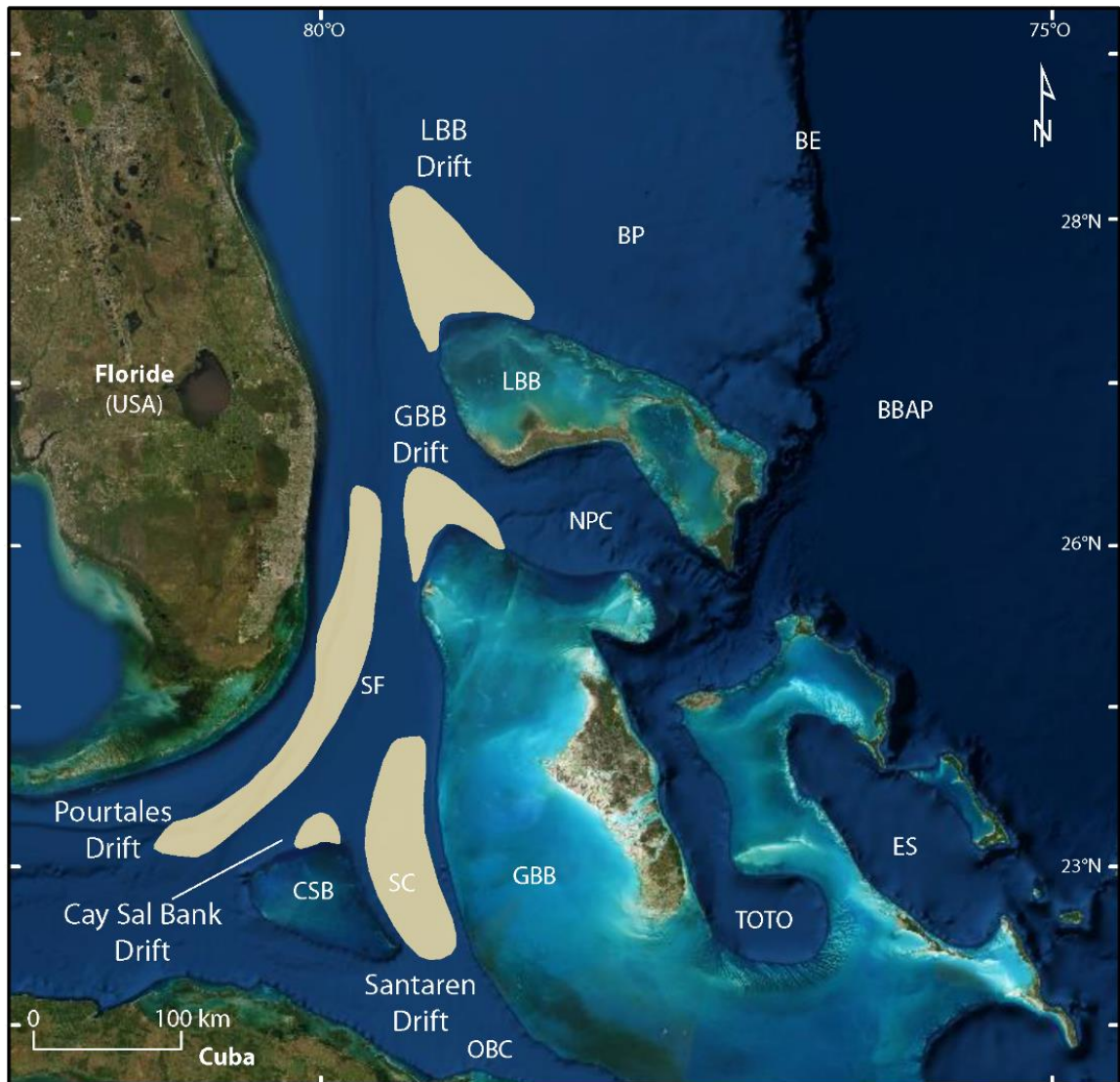


Fig. 1-8 : Carte de la distribution des principaux drifts à l'ouest des Bahamas (modifiée d'après Mulder et al., 2019). BBAP, Plaine abyssale du bassin de Blake ; BE, Blake Escarpment ; BP, Plateau de Blake ; CSB, Cay Sal Bank ; ES, Exuma Sound ; GBB, Grand Banc des Bahamas ; LBB, Petit Banc des Bahamas ; NPC, North Providence Channel ; OBC, Old Bahama channel ; SC, Santaren Channel ; SF, détroit de Floride ; TOTO, Tongue of the Ocean.

1.4.2 Classification des drifts contouritiques

Les différentes géométries de drift définies dans McCave and Tucholke, (1986), Faugères et al., (1999) et Stow et al., (1998, 2008) comprennent (1) les *contourite sheeted drifts* ; (2) les *elongate-mounded drifts* ; (3) les *channel related drifts* et (4) les *confined drifts*. Rebesco et al. (2014) ont ajouté des types de drifts moins courants : (5) les *localized patch drifts* ; (6) les *infill drifts* remplissant généralement une cicatrice de rupture ou tout autre creux topographique ; (7) les *fault-controlled drifts* liées à une cicatrice de rupture, (8) les drifts mixtes liés à l'interaction des courants (Fig. 1-9). Récemment, Lüdmann et al., (2018) ont introduit les *delta drifts* lié à la pente d'une plate-forme carbonatée Miocène dans la mer intérieure des Maldives.

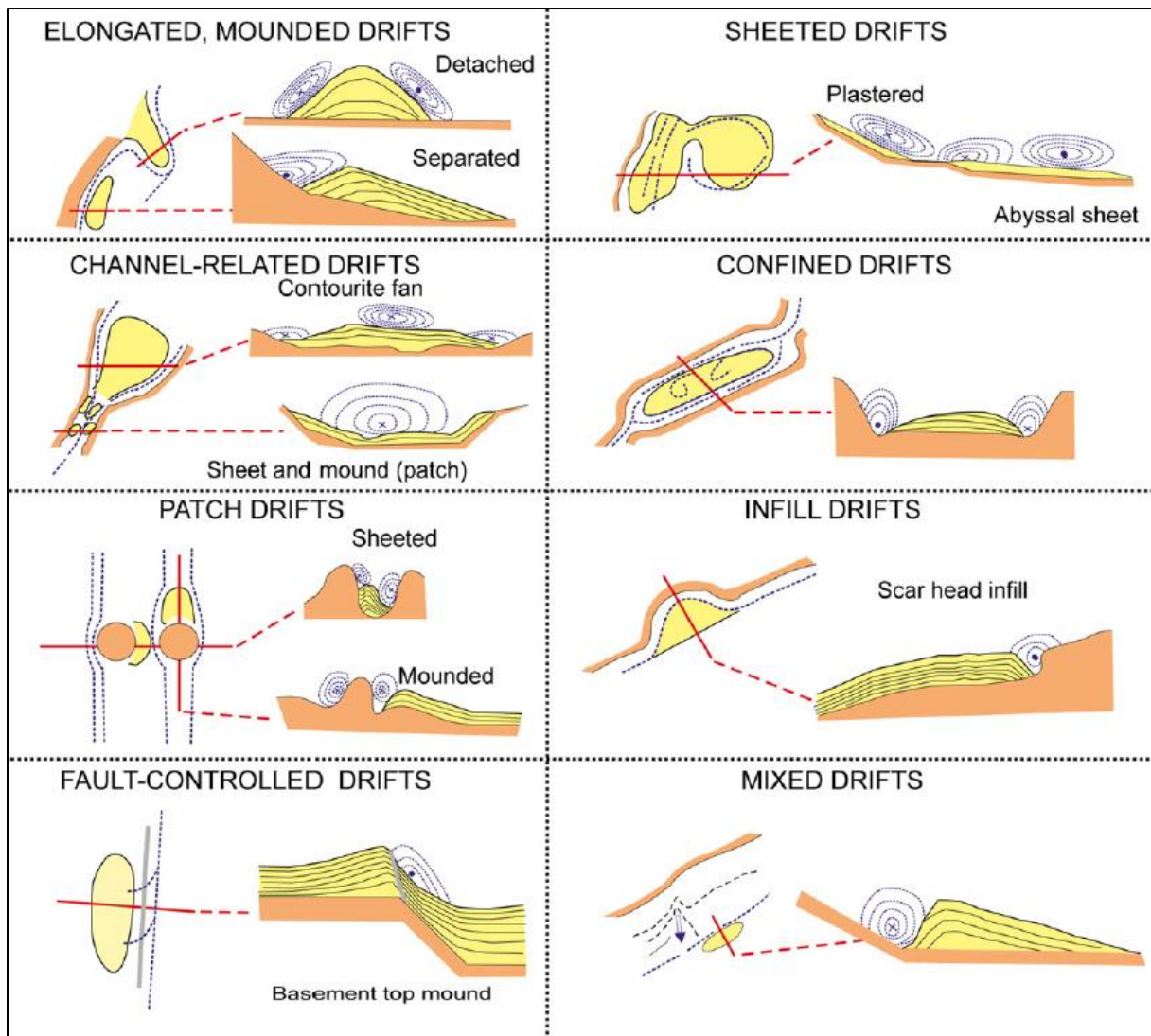


Fig. 1-9 : Classification et morphologie des drifts et courants associés d'après Rebesco et al., (2014).

| Caractéristiques des drifts | | | | | | | | Courants | |
|-----------------------------|-----------|---------------|--------------|---------------|------------|---|----------------|---------------------------------|---------------------|
| Nom | Géométrie | Longueur (km) | Largeur (km) | Epaisseur (m) | Drift type | Progradation | Profondeur (m) | Caractéristique | Nom |
| Pourtales (Nord) | Allongée | 400 | 60 | 1000 | Separated | Upslope | 300-700 | S->N Vitesse modérée | Floride |
| Pourtales (Sud) | | | | | Detached | Downslope | | 500-900 | |
| Santaren (Nord) | Allongée | 200 | 50 | 400 | Separated | Upslope et downcurrent | 600-900 | S->N Vitesse élevée | Floride et Santaren |
| Santaren (Sud) | | | 60 | 600 | Mounded | Aggradation | | S->N Vitesse modérée à basse | |
| Cay Sal | Oblongue | 20 | 50 | 300 | Detached | Downslope et downcurrent | 300-700 | S->N Converging | Floride et Antilles |
| Great Bahama Bank | Oblongue | 70 | 80 | 50 | Detached | Downslope et downcurrent | 100-500 | S->N Converging | Floride et Antilles |
| Little Bahama Bank | Oblongue | 30 | 50 | < 100 | Detached | Aggradation et léger downslope et downcurrent | 300-700 | S->N Converging | Floride et Antilles |
| San Salvador | Allongée | / | 14 | >130 | Detached | Upslope et downcurrent | 6000-6400 | Vitesse élevée à modérée | DWBC |

Tab. 1-1 : Principales caractéristiques des drifts présents aux Bahamas. DWBC, Deep Western Boundary Current. Modifié d'après Mulder et al., (2019).

1.5 Les monts carbonatés d'eaux froides

1.5.1 Généralités

Les monts carbonatés d'eau froide ou *cold water carbonate mounds* (CWCM) correspondent soit à des coraux ahermatypiques soit à des colonies de bryozoaires qui piègent les particules fines et favorisent la formation de monts (mounds). Ils sont aussi appelés *lithoherms*, *bioherms* ou *chemoherms* selon leur mode de développement. Ils couvrent un large éventail d'habitats possibles en termes de latitude, de bassins et de profondeur (Roberts et al., 2009).

Les conditions de développement pour ces organismes d'eau froide dépendent de différents facteurs environnementaux tels qu'un substrat approprié, le relief, des vitesses de courant plus élevées, un approvisionnement alimentaire favorable, la température et la salinité (Roberts et al., 2006 ; Flögel et al., 2014). En outre, les paramètres biogéochimiques tels que les concentrations en aragonite et en carbone inorganique dissous, l'alcalinité totale et la $p\text{CO}_2$ (pression CO_2) peuvent jouer un rôle important (Flögel et al., 2014 ; Hebbeln et al., 2016). Ces constructions carbonatées semblent être fortement influencées par des processus biologiques, hydrographiques et géologiques et probablement aussi par les changements climatiques. Par conséquent, ces derniers sont de bons indicateurs de l'hydrodynamisme et de la dynamique sédimentaire. Selon leur origine, ces monts carbonatés peuvent être définis selon les termes *bioherms*, *lithoherm* et *chemoherm* :

- (1) À l'échelle des temps géologiques, certains coraux scléactiniaires d'eaux froides ont la capacité de former des structures conséquentes sur le fond marin : des "monts carbonatés d'eaux froides" (Hebbeln et al., 2016). Ces formations récifales, modernes ou fossiles, peuvent être massives, non litées, en saillie par rapport aux dépôts du même âge, sont alors définies comme des *bioherms* (Mullins et al., 1981).
- (2) Le terme *lithoherm* a été utilisé pour décrire des éléments topographiques allongés, cimentés, qui ont été découverts dans des eaux subphotiques à 600-700 m de profondeur (Neumann et al., 1977). Les *lithoherms* décrits à l'origine mesurent quelques centaines de mètres de long et jusqu'à 50 m de haut, avec des parois abruptes ($\geq 25^\circ$) qui sont composées de sédiments cimentés, boueux et sableux (Paull et al., 2000).
- (3) Enfin, les monts carbonatés qui puisent leur origine dans les échappements de fluides qui leur fournissent les nutriments nécessaires à leur croissance, sont définis comme des *chemoherms* (Conti and Fontana, 1999). Ces derniers peuvent aussi être considérés comme des indicateurs d'hydrocarbures (Conti and Fontana, 1999).

Déclenchés par un régime actif de courants de fond et étant fortement liés à l'approvisionnement en sédiments, les contourites et les *cold water carbonate mounds* se trouvent souvent aux mêmes endroits (Hebbeln et al., 2016). Cependant, cette co-occurrence semble être largement limitée à la gamme de profondeur d'environ 200 m à 1000 m, où la "gamme d'occurrence des CWCM" (~50 m à ~1000 m) chevauche la "gamme d'occurrence des contourites" (principalement ≥ 200 m ; c'est-à-dire sous la zone communément dominée par les courants induits par les tempêtes et le vent ; Viana et al., 2007).

1.5.2 Diversité aux Bahamas

Les monts carbonatés d'eaux froides sont très répandus dans les Caraïbes, en particulier dans la région nord des Bahamas (Tab. 1-2). Ils se trouvent à des profondeurs d'eau comprises entre 260 et 1300 m et sont principalement constitués de coraux ahermatypiques (Correa et al., 2012a).

Dans le détroit de Floride, le régime de courant, associé aux contre-courants benthiques et aux marées internes, alimente ces écosystèmes profonds (Grasmueck et al., 2006; Correa et al., 2012b). Cette diversité d'apport induit une grande variabilité dans les morphologies des monts carbonatés. Les *bioherms* constitués de coraux sur la pente en dessous de *Miami Terrace* forment une série de crêtes allongées et asymétriques qui ont un côté plus abrupt du côté du courant principal (Correa et al., 2012a). En revanche, le long de la partie la plus à l'ouest du bas de pente du Grand Banc des Bahamas, la morphologie des monts ne présente généralement aucune corrélation avec la direction du courant de fond dominant (Correa et al., 2012a). D'autres monts se développent sur les hauts topographiques créés par des blocs et des rochers qui sont associés à des ruptures de pente importantes (Fig. 1-10 ; Correa et al., 2012b; Principaud et al., 2015).

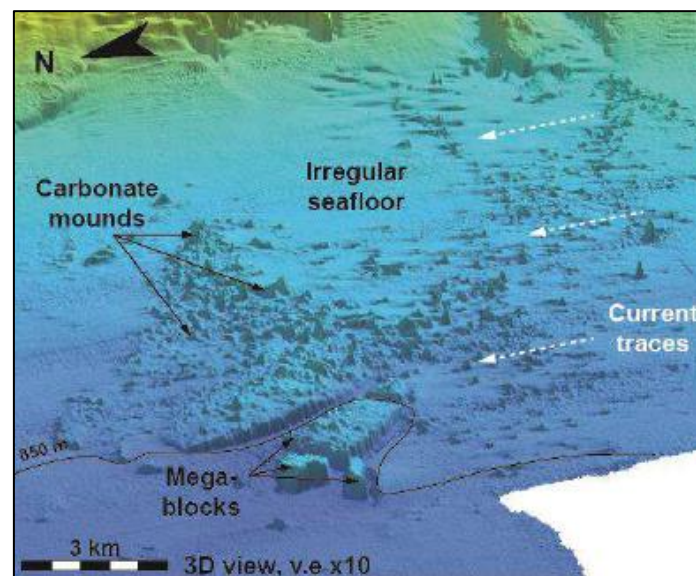


Fig. 1-10: Monts carbonatés associés à la partie distale du MTC sur la pente du Grand Banc des Bahamas (Principaud et al., 2015).

Lüdmann et al., (2016) documentent l'existence de monts carbonatés dans *Santaren Channel* au large du Grand Banc des Bahamas et de *Cay Sal Bank*. Ils en définissent trois types (Fig. 1-11) :

- (1) Les types 1 sont liés au courant, présentent une forme allongée dans le sens du courant et se trouvent principalement au large de Great Bahama.
- (2) Les monts de type 2 sont limités à la marge de Cay Sal, ont une forme conique et définissent des *lithoherms* et éventuellement des *chemoherms* associés à des structures d'échappement de fluide contrôlées structurellement.
- (3) Le type de mont carbonaté 3 a une forme conique à polygonale, se trouve au large de *Cay Sal Bank* et du Grand Banc des Bahamas et est lié à des blocs et des rochers liés à des glissements en masse.

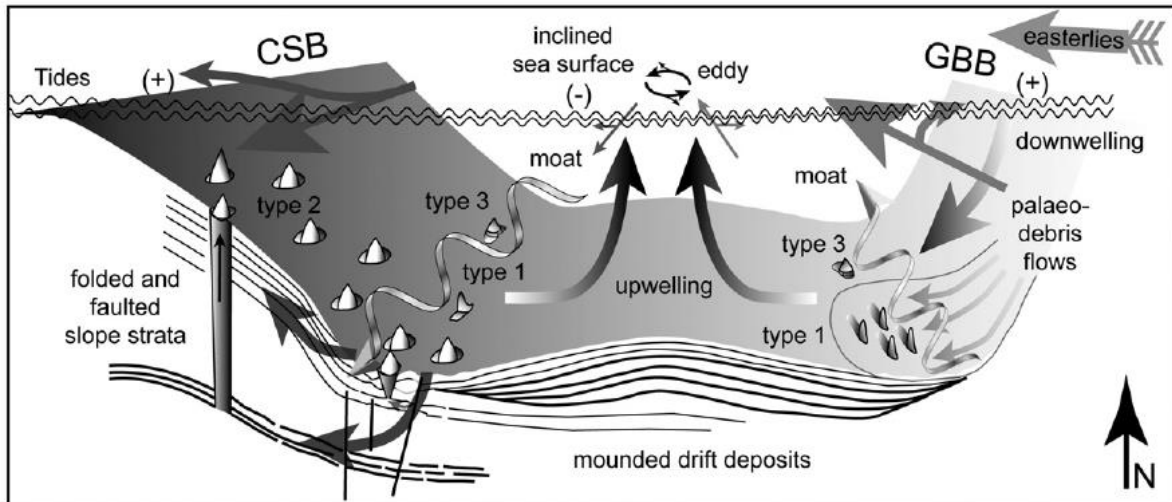


Fig. 1-11: Modèle de courants actuels et de l'habitat des 3 types de monts carbonatés à Santaren Channel (Lüdmann et al., 2016).

Le long des pentes du Petit Banc des Bahamas, des *lithoherms* se développent parallèlement au courant de Floride (Mullins et al., 1981 ; Tournadour, 2015) et sont similaires aux mounds de type 1 de Lüdmann et al., (2016). D'autres se développent à l'intérieur de pockmarks (structures sédimentaires résultant d'une expulsion de fluide vers la surface ; Tournadour, 2015) et correspondent au type 2 de Lüdmann et al. (2016). Tournadour (2015) a également noté la présence de paléo-mounds sur des profils sismiques situés sur la pente inférieure du Petit Banc des Bahamas (Fig. 1-12). Le type A, similaire au type 1 défini par Lüdmann et al. (2016), présente des dômes répartis à la suite les uns des autres. Le type B présente des structures en dôme irrégulières et coalescentes au faciès sismique transparent et enfin le type C présente des dômes bien développés se chevauchant les uns les autres.

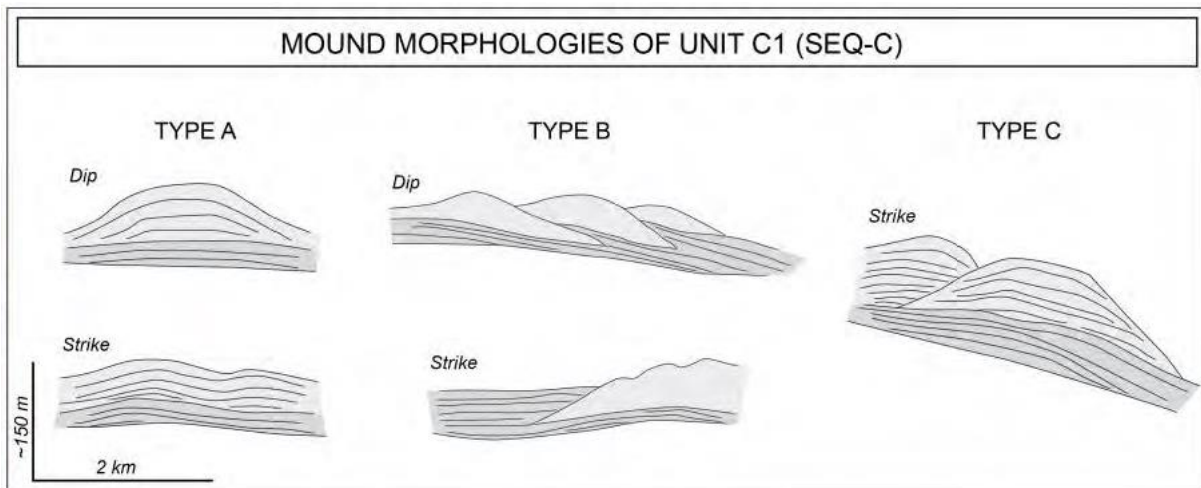


Fig. 1-12 : Types de monts carbonatés présents sur les profils sismiques de la pente inférieure du Petit Banc des Bahamas d'après Tournadour (2015).

| Bibliographie | Type de mounds | Substrat /Origine | Morphologie | Hauteur (m) | Largeur (m) | Localisation | Profondeur (m) |
|-------------------------|-------------------------|--|--|-------------|-------------|--|----------------|
| Lüdmann et al., 2016 | Lithoherms | Présents sur des blocs issus de glissement | Conique à polygonale | 10 - 50 | 50 - >300 | Santaren Channel | 285 - 685 |
| Lüdmann et al., 2016 | Lithoherms | Courants | Allongée dans le sens du courant | 5 - 35 | 100 - 325 | Moat off GBB | 570 - 685 |
| Lüdmann et al., 2016 | Lithoherms à chemoherms | Echappements de fluides ? | Conique | 5 - 35 | 100 - 325 | Marge de Cay Sal | 340 - 650 |
| Tournadour, 2015 | Lithoherms? | Courants ? | Dômes allongés | ~75-100 | ≤2000 | Pente nord du LBB | / |
| Tournadour, 2015 | Lithoherms? | Courants ? | Dômes irréguliers et coalescents | ~50-100 | ≤2000 | Pente nord du LBB | / |
| Tournadour, 2015 | Lithoherms? | Courants ? | Coniques | ~100 | ≤2000 | Pente nord du LBB | / |
| Principaud et al., 2018 | Lithoherms | Présents sur des blocs issus de glissement | Circulaire à elliptique | 10-80 | 10 - >200 | Pente nord-ouest du GBB, MTC | 250 - 850 |
| Correa et al., 2012a | Lithoherms | Pente raide / courant de Floride | Structures allongées coalescentes | 110 | 500 | Pente nord-ouest du GBB, sud de Bimini | 750 - 850 |
| Correa et al., 2012b | Lithoherms | Courant de Floride | Crêtes asymétriques | 20 | 200 | Pente de Miami Terrace | 710 - 870 |
| Tournadour et al., 2015 | Lithoherms | Présents dans des <i>pockmarks</i> | Circulaire | 40 | 250 - 500 | MTC du LBB | 250 - 850 |
| Mullins et al., 1981 | Lithoherms/ Bioherms | Courants | Circulaire/ allongés dans le sens du courant | 5 - 40 | 100 - 200 | Pente nord du LBB | 1000-1300 |

Tab. 1-2: Liste non exhaustive des différents types de monts carbonatés présents dans la région nord des Bahamas (d'après Mullins et al., 1981 ; Correa et al., 2012a, 2012b ; Tournadour, 2015 ; Tournadour et al., 2015 ; Lüdmann et al., 2016 ; Principaud et al., 2018).

Chapitre 2 : Contexte géographique, géologique et structural

Résumé du chapitre

L'archipel des Bahamas a enregistré de nombreux épisodes structuraux, notamment depuis le Jurassique avec la phase de rifting liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. En découle sa physiographie qui l'isole des apports continentaux et en fait un domaine préférentiel d'observation des systèmes carbonatés. Les conditions physico-chimique et climatiques y sont favorable au développement d'une « usine à carbonates » tropicale ou *T factory*. Ces usines sont principalement alimentées par la productivité des plate-formes. Ainsi, les Bahamas sont constituées notamment des plus grandes plate-formes carbonatées au monde : le Petit Banc des Bahamas (*Little Bahama Bank*, LBB) et le Grand Banc des Bahamas (*Great Bahama Bank*, GBB). La continuité et l'extension spatiale des pentes de ces plate-formes permettent l'observation globale des processus de productions, exports, transport et dépôts du matériel carbonaté. C'est dans ce cadre que les campagnes Carambar (2010 -2017) ont permis d'imager et d'approfondir l'étude des pentes carbonatées.

Ce deuxième chapitre présente le contexte géographique, géologique et structural des Bahamas. Il illustrera d'abord le contexte climatique et courantologique avant de rappeler l'histoire géologique et tectono-stratigraphique de la région. Il développera par la suite l'architecture stratigraphique et détaillera la morphologie des différents domaines de notre étude, tels que le plateau de Blake, le *Blake Basin* et la *Blake Bahama Outer Ridge*. Il détaillera particulièrement les précédentes études illustrant la pente nord du Petit Banc des Bahamas et les processus décrits jusqu'à lors.

2.1 Contexte océanographique et climatique

2.1.1 Géographie

L'archipel des Bahamas se situe sur la marge ouest de l'océan Atlantique. Il est limité par le *Old Bahama Channel* au nord de Cuba et par le détroit de Floride au sud-est de la marge continentale nord-américaine. Couvrant une aire approximative de 300 000 km², il est composé de plus de 700 îles bordées à l'est par le *Blake Bahama Escarpment* qui marque la limite avec le bassin profond (Fig. 2-1). Les îles au centre et au nord sont situées sur deux vastes plates-formes carbonatées séparées par le *Providence Channel* : le Petit Banc des Bahamas (LBB) et le Grand Banc des Bahamas (GBB), lui-même séparé par deux bassins océaniques profonds : *Tongue Of The Ocean* (TOTO) et *Exuma Sound*. Les Bahamas sont situées entre 20°N et 28°N. Le climat y est subtropical et bi-saisonnal avec un hiver et un été. Les conditions climatiques sont plutôt tropicales et humides en été, et sèches en hiver avec une température annuelle moyenne de 25°C. La pluviométrie annuelle moyenne est de 857 mm et augmente vers le nord. Cet archipel est exposé aux ouragans et tempêtes tropicales d'août à octobre avec en moyenne trois ouragans tous les quatre ans (Buchan, 2000). Il est affecté en moyenne par 23 fronts froids par an (Hardy and Henderson, 2003).

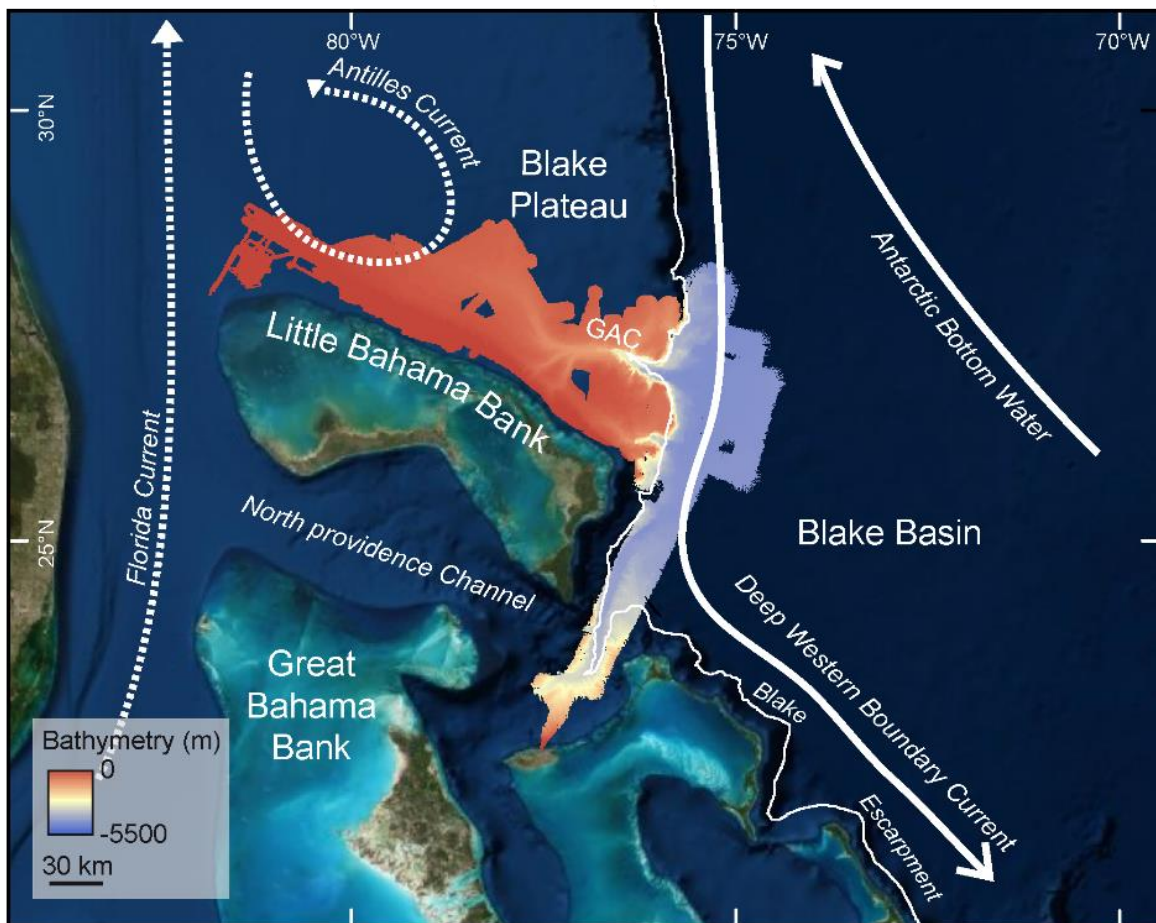


Fig. 2-1: Localisation du Petit Banc des Bahamas et des principaux courants affectant la zone d'étude. Bathymétrie de la zone d'étude (données des campagnes Carambar).

2.1.2 Courantologie

Les courants océaniques et la température des eaux de surfaces influencent la production carbonatée de l'ensemble de l'archipel. Il existe deux principaux courants océaniques de surface qui dominent la circulation océanique autour des Bahamas (Fig. 2-1) : (1) le courant des Antilles à l'est (2) le courant de Floride à l'ouest formé de masses d'eaux provenant de la mer des Caraïbes et du Golfe du Mexique (Fig. 2-2). Au nord du Little Bahama Bank, à la sortie de détroit de Floride, ces deux courants se rejoignent pour former le Gulf Stream (Mullins et al., 1980).

Le courant des Antilles est un courant de surface composé de masses d'eaux provenant d'Afrique à l'est (Lee et al., 1996). Il surplombe le Deep Western Boundary Current entre 800 et 1000 m de profondeur avec un transport moyen de 5 Sv soit $5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Lee et al., 1996; Meinen et al., 2013) et une vitesse moyenne de 0.2 m s⁻¹ à 0.8 m s⁻¹ (Costin, 1968; Lee et al., 1990) en direction du nord-ouest (Fig. 2-2). Le courant des Antilles n'est pas un courant continu vers le nord le long des pentes bahamiennes mais plutôt un courant localisé à la limite ouest composant la gyre subtropical Nord Atlantique (Lee et al., 1996). Aussi, il s'apparente plutôt à un courant avec un régime tourbillonnaire dominé par les eddies (Gunn and Watts, 1982 ; Lee et al., 1996).

D'autres courants de surface le long de Old Bahama Channel, Santaren Channel et Northwest Providence Channel viennent aussi s'ajouter au courant de Floride (Buchan, 2000). Enfin, (3) le courant profond Deep Western Boundary Current (DWBC), circule le long du *Blake Bahama Escarpment* à environ 70 cm s⁻¹ (Hollister and Heezen, 1972).

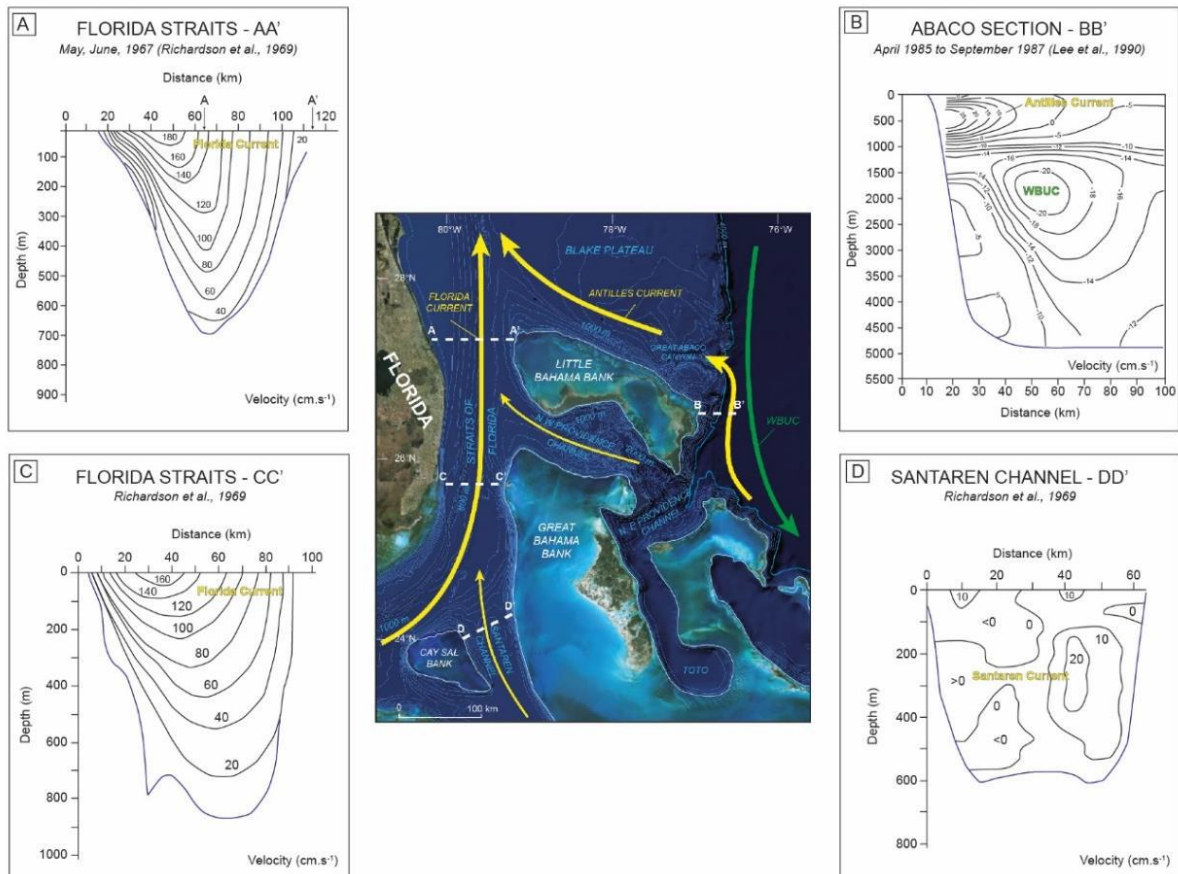


Fig. 2-2: Transects montrant les masses d’eau et leurs vitesses. A) et D) Courant de Floride. B) Courant des Antilles et Western Boundary UnderCurrent (WBUC). D) Courant de Santaren (Principaud , (2015) d’après Johns et al., 1999; Lee et al., 1990).

En dessous de 1000 m de bathymétrie, la circulation observée ou modélisée montre un très fort courant suivant la forte topographie du *Bahama Escarpment*. Le *Deep Western Boundary Current* (DWBC), appelé régionalement le *Western Boundary Under Current* (WBUC), est actif au-dessous de 1000 m de profondeur et vers le sud le long de la pente continentale américaine vers l’Equateur (Fig. 2-2 ; Fine and Molinari, 1988 ; Bryden et al., 2005). Il correspond à la partie profonde de la *North Atlantic Deep Water* (NADW). Ce courant passe en dessous du Gulf Stream au niveau de Cape Hatteras et continue au sud vers l’est des Bahamas (Meinen et al., 2013 ; Richardson, 1977). Au niveau de la *Blake Outer Ridge*, aujourd’hui, le DWBC atteint sa vitesse maximum aux alentours de 3500 m de profondeur plus en amont et vers 4100 m plus en aval (Evans and Hall, 2008). Lorsqu’il passe à l’ouest de l’île d’Abaco, il présente des vitesses de courant de l’ordre de 15 cm s^{-1} soit 0.15 m s^{-1} à une distance de 55 km des côtes avec un transport estimé de 34.6 Sv (Fig. 2-2 ; Bryden et al., 2005). Fauquembergue (2018) suggère qu’un autre courant, l’*Antarctic Bottom Water* (AABW) pourraient avoir eu un impact sur la partie la plus profonde (> 4800 m) de la zone d’étude par le passé, en particulier pendant les périodes glaciaires (Fig. 2-1).

2.2 Contexte structural

2.2.1 Histoire géologique

La physiographie actuelle des Caraïbes résulte de la succession de différentes phases tectoniques initiées par la dislocation de la Pangée au Jurassique (Duncan and Hargraves, 1984 ; Ross and Scotese, 1988 ; Pindell, 1994 ; Meschede and Frisch, 1998 ; Coates et al., 2004 ; James, 2009) :

- (1) Ouverture de la mer proto Caraïbes jusqu'à l'Albien supérieur ;
- (2) Migration vers le nord-est, subduction des plaques Caraïbes et Farallon et formation des arcs volcaniques de Xolapa et Costa-Rica-Panama ;
- (3) Migration vers l'est de la plaque Caraïbes et subduction sous l'arc de Cuba s'achevant par une collision avec les Bahamas au Campanien ;
- (4) Genèse des plaques Nazca au sud et Cocos au nord à la suite de la migration et à la séparation de la plaque de Farallon de l'Oligocène supérieur jusqu'au Miocène moyen ;
- (5) Création de l'Isthme de Panama et de la *Central American Seaway* (CAS) à la suite de la collision de la plaque Cocos avec l'arc volcanique centre américain et la plaque Sud-Américaine ;
- (6) Fermeture de la CAS et séparation des océans Pacifique et Atlantique après plusieurs épisodes de soulèvements.

2.2.2 Evolution tectono-sédimentaire

2.2.2.1 Jurassique supérieur (-163 à -145 Ma)

L'initiation de la plate-forme carbonatée des Bahamas a débuté lors de la phase de rifting durant le Jurassique supérieur (Austin et al., 1988). Sheridan (1974) décrit des rotations par blocs le long de grandes failles transformantes accompagnées par la formation de zones de failles en décrochement (Fig. 2-3 ; Fig. 2-4). La sédimentation carbonatée est alors peu profonde et la formation d'évaporites témoigne d'un environnement de dépôt restreint jusqu'au Crétacé inférieur (Austin et al., 1988).

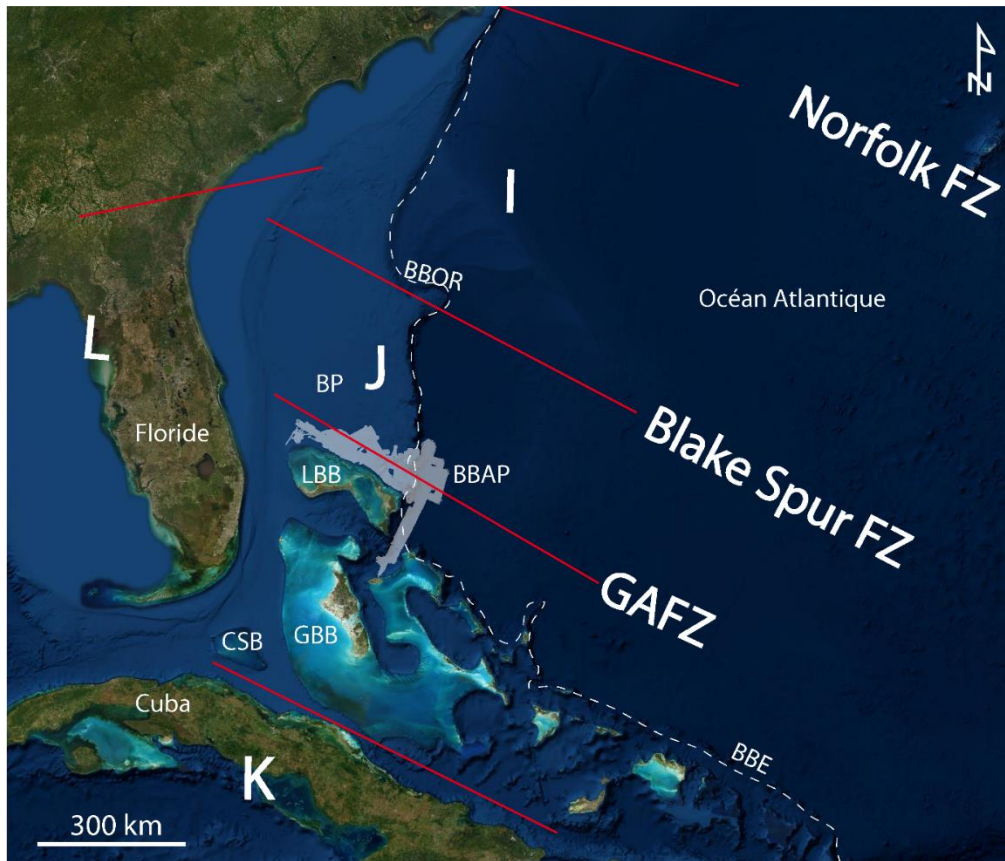


Fig. 2-3: Carte structurale présentant les grandes zones transformantes au Jurassique issues de l'ouverture de l'Atlantique et le découpage des blocs structuraux (I à L) selon le modèle de Sheridan, (1974). BBAP = Blake Basin Abyssal Plain; BBOR = Blake Bahama Outer Ridge; BP = Blake Plateau; BBE = Blake Bahama Escarpment; CSB = Cay Sal Bank; FZ = Fracture Zone; GBB = Great Bahama Bank; GAFZ = Great Abaco Fracture Zone; LBB = Little Bahama Bank.

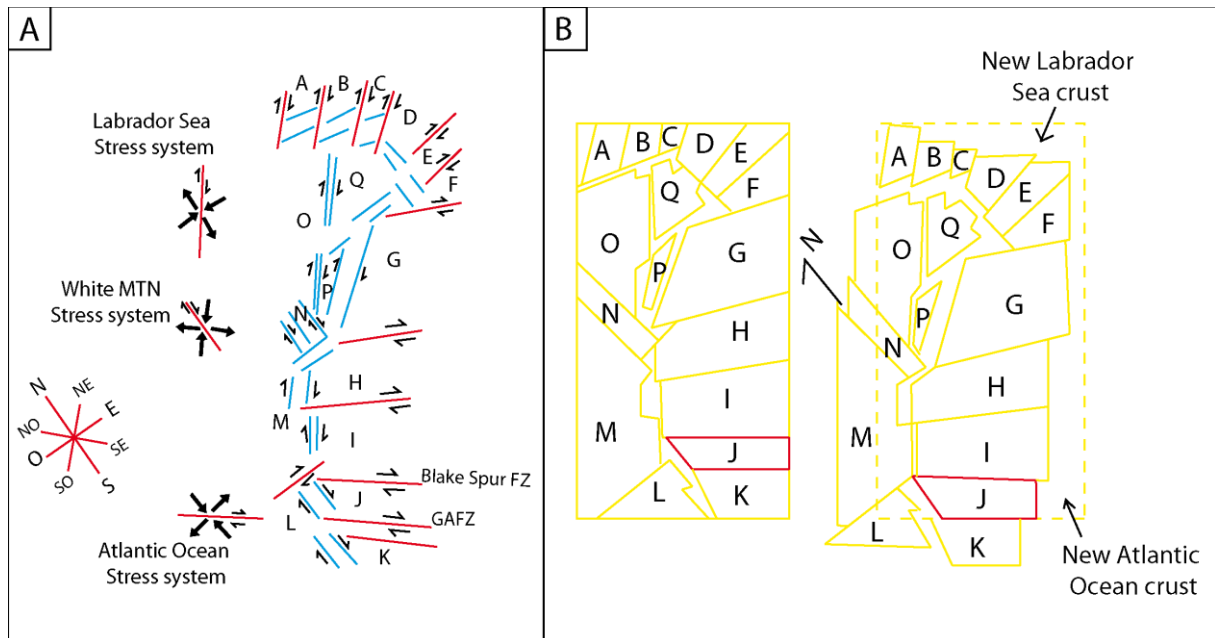


Fig. 2-4: Modèle structural conceptuel de la marge continentale atlantique modifié d'après Sheridan, (1974). Les blocs A à Q représentent la zone du Labrador ; les blocs Q à L représentent la zone Nord-Américaine. A) Schéma conceptuel du système de faille nord Atlantique avec orientation des contraintes. En rouge = zone de failles principales ; En bleu = structures en graben. B) Reconstruction conceptuelle des blocs constituant la marge continentale Nord-Américaine pré-Jurassique (gauche) et leur rotation après ouverture de l'océan Atlantique jusqu'à l'actuel (droite). Notre zone d'étude est située sur le bloc J, ici en rouge. GAFZ = Great Abaco Fracture Zone.

2.2.2.2 Crétacé inférieur (-145 à -100.5 Ma)

L'immense plate-forme carbonatée semble alors former un « mégabanc » allant du plateau de Blake au nord jusqu'au *Blake Bahama Escarpment* à l'est, au niveau duquel une barrière récifale est présente (Sheridan et al., 1988). Cependant, cette affirmation reste controversée car certaines études ont mis en évidence la présence de bassins profonds segmentant le Grand Banc des Bahamas au début du Crétacé (Sheridan et al., 1988). Depuis l'Albien supérieur, la plaque des Caraïbes, sous un régime de convergence en réponse à la subduction sous l'arc de Cuba, est passée à une phase de collision au Paléocène (Pindell, 1994), permettant une réactivation de certaines failles décrochantes jurassiques sous les Bahamas (Fig. 2-5 ; Masferro and Eberli, 1999).

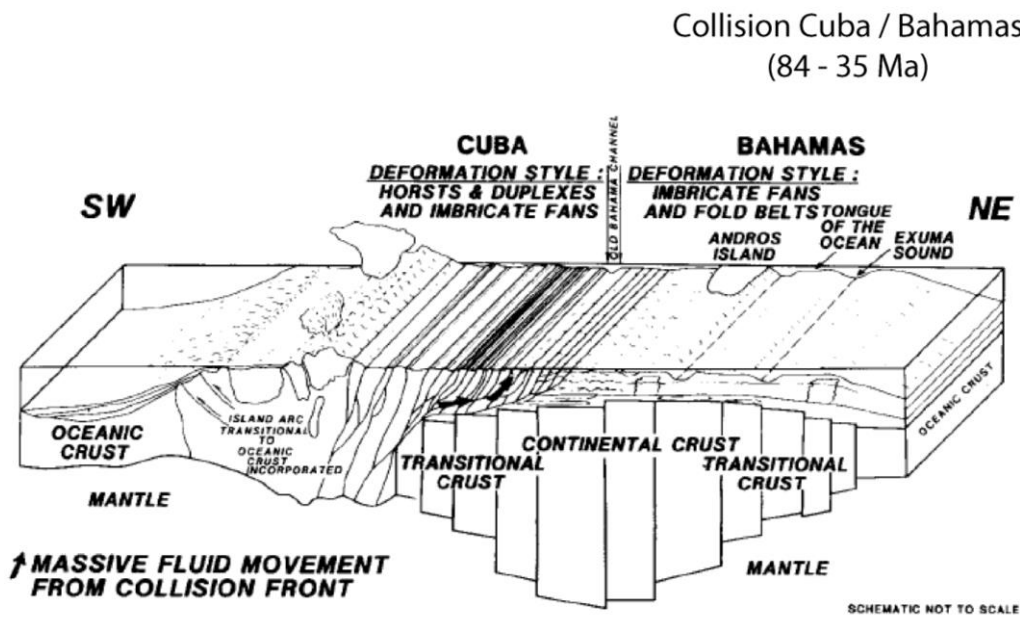


Fig. 2-5 : Modèle de collision entre Cuba et les Bahamas et structures de déformation associées d'après Walles (1993).

2.2.2.3 Crétacé supérieur (-100.5 à -66 Ma)

Pendant le Crétacé supérieur, la plate-forme carbonatée du "mégabanc" a été inondée et les Bahamas ont formé une plate-forme carbonatée isolée (Austin et al., 1988 ; Sheridan et al., 1988). De profonds bassins N/S et ONO/ESE (*Tongue of the Ocean*, *Exuma Sound*, *Santaren Channel* et *Old Bahama Channel*) segmentent le sud des Bahamas suite au rejeu d'anciennes failles jurassiques réactivées par la subduction de la plaque Caraïbes sous la plaque nord-américaine (Sheridan et al., 1988). Dans le même temps, la plate-forme du plateau de Blake est complètement ennoyée (Austin et al., 1988 ; Sheridan et al., 1988). Ensuite, les bancs aggradent et progradent vers les bassins profonds, entretenues par la subsidence, ce qui amplifie les incisions formées par les jeux de failles antérieurs (Sheridan et al., 1988). Mullins et al., (1982) proposent une formation du canyon de Great Abaco au Santonien dans ces conditions, dans la zone de fracture de Great Abaco (*Great Abaco Fracture Zone*, GAFZ ; Sheridan, 1974).

2.2.2.4 Cénozoïque (-66 Ma à actuel)

La convergence se poursuit au cours du Miocène moyen lorsque la plaque Coco entre collision avec l'arc d'Amérique centrale, la plaque sud-américaine et les Bahamas forment un bassin d'avant-pays (Walles, 1993 ; Coates et al., 2004).

Cette convergence donne suite à la réactivation de nombreuses failles définissant ainsi une période tectonique active en particulier dans la région sud-est des Bahamas.

Ce jeu de failles préexistantes issus du rifting Jurassique donne lieu à l'établissement des canyons du *Northwest Providence Channel*, du *Northeast Providence Channel*, d'*Exuma Sound* ou encore du bassin de *Tongue Of The Ocean* (Ladd and Sheridan, 1987).

Au Miocène moyen, des glissements et écoulements gravitaires de grande ampleur sont enregistrés le long des pentes et dans les bassins. Mullins et al., (1986) décrit durant cette période un collapse de la bordure ouest de la plateforme de Floride. Austin et al., (1988) et Benson et al., (1978) constatent au même moment l'enregistrement de dépôts gravitaire (turbidites et débrites) au niveau, respectivement, du puits 626C du Leg 101 dans le Déroit de Floride et du puits 391 du Leg DSDP 44 dans le *Blake Basin* (formation appelée ici *Great Abaco member* datée du Miocène inférieur au Miocène supérieur ; Fig. 2-6). Benson et al., (1978) ont suggéré que le matériel déposé dans cette formation avait à la fois une source peu profonde provenant du Petit Banc des Bahamas (près du canyon de Great Abaco) et une source plus profonde originaire du plateau de Blake.

Les caractéristiques du *Great Abaco member* amènent Benson et al., (1978) à soutenir l'hypothèse selon laquelle l'activité tectonique aurait déclenché un événement régional gravitaire au Miocène moyen, appelé *Abaco Event*, en lien avec la présence de la GAFZ (Fig. 2-6).

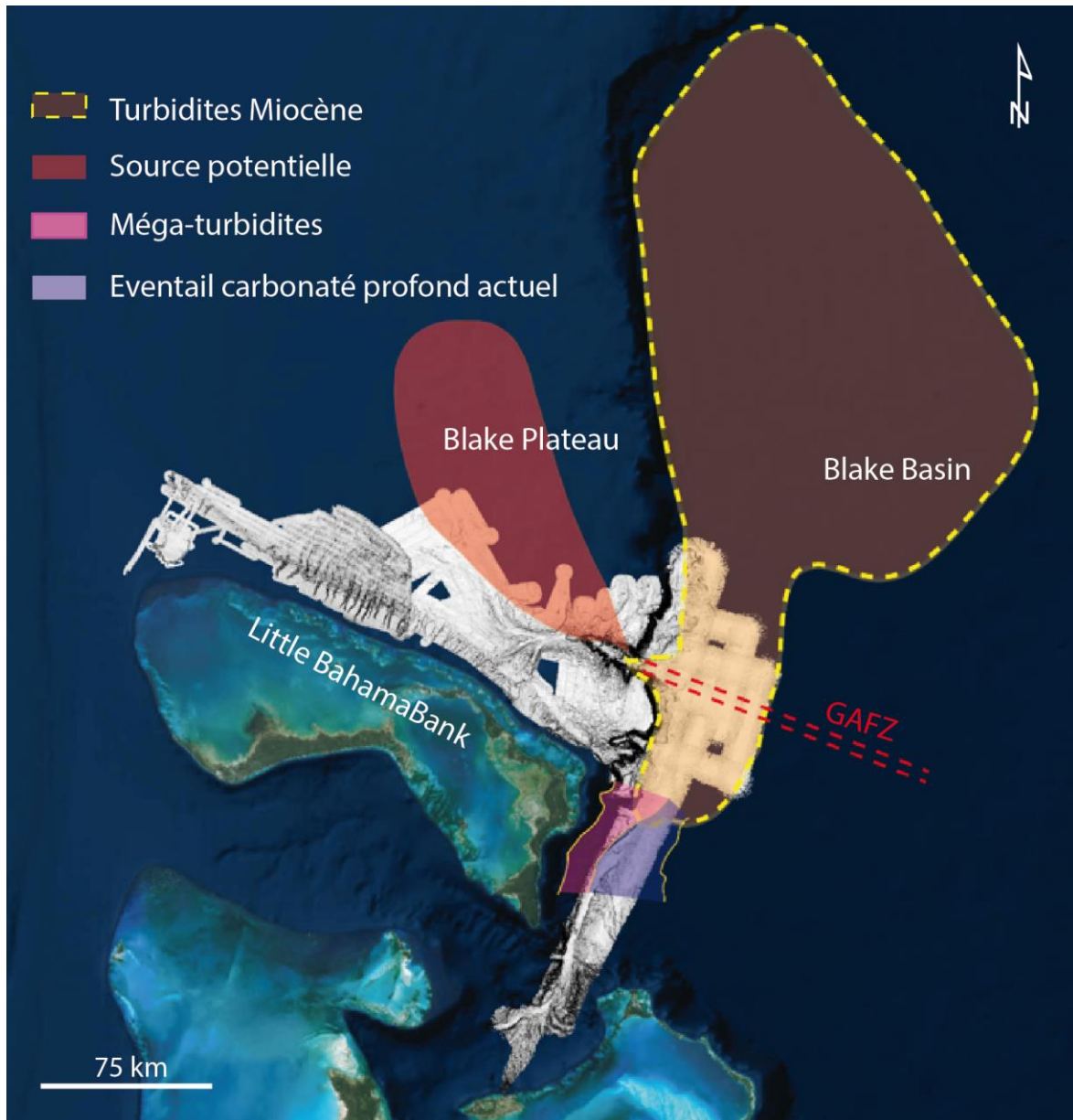


Fig. 2-6 : Sources possible des turbidites miocène et dépôts gravitaires du Blake Basin modifié d'après Benson et al., (1978) d'après Mullins et al., (1982) ; campagne BACAR, 1983). GAFZ = *Great Abaco Fracture Zone*.

De plus, la charge sédimentaire et les taux importants de sédimentation des pentes des plates-formes carbonatées de Floride et des Bahamas en réponse aux hauts niveaux marins du Miocène moyen les aurait rendues particulièrement vulnérables à la rupture (Austin et al., 1988).

La collision du sud-est des Bahamas avec Haïti à la fin du Miocène (Mullins et al., 1992) développe au nord d'Haïti un système de failles décrochantes. Mullins et al., (1992) suggèrent que le basculement et la subsidence responsables de l'enneigement et du recul de plateforme du sud-est des Bahamas sont liés à la collision et au soulèvement oblique du sud-est des Bahamas avec Haïti. Kindler et al., (2011) renforcent aussi l'idée d'une activité tectonique Néogène au niveau de la région sud-est des Bahamas (responsable du basculement de la plateforme de Mayaguana).

L'isthme de Panama et la *Central American Seaway* (CAS) se sont formés pendant cette période, mais ce dernier s'est fermé à ~3,6 Ma (Coates et al., 1992). En raison de cette fermeture et des changements eustatiques simultanés, la circulation océanique dans l'océan Atlantique s'est intensifiée avec

l'accélération conjointe des courants de Floride et des Antilles (Mullins et al., 1980 ; Bergman, 2005 ; Betzler et al., 2014 ; Tournadour, 2015 ; Chabaud et al., 2016). À cette époque, les cinq principaux drifts contourritiques du détroit de Floride se sont développées, à savoir le drift de *Pourtales*, le drift de *Santaren*, le drift de *Cay Sal Bank*, le drift du GBB et le drift du LBB (Mullins et al., 1980 ; Anselmetti et al., 2000 ; Bergman, 2005 ; Bergman et al., 2010).

Dans un même temps, les périodes de formation ou d'intensification des courants ont également été responsables de la formation de grandes surfaces d'érosion particulièrement bien préservées dans les sédiments recouvrant le plateau de Blake (Fig. 2-7 ; Shipley et al., 1978).

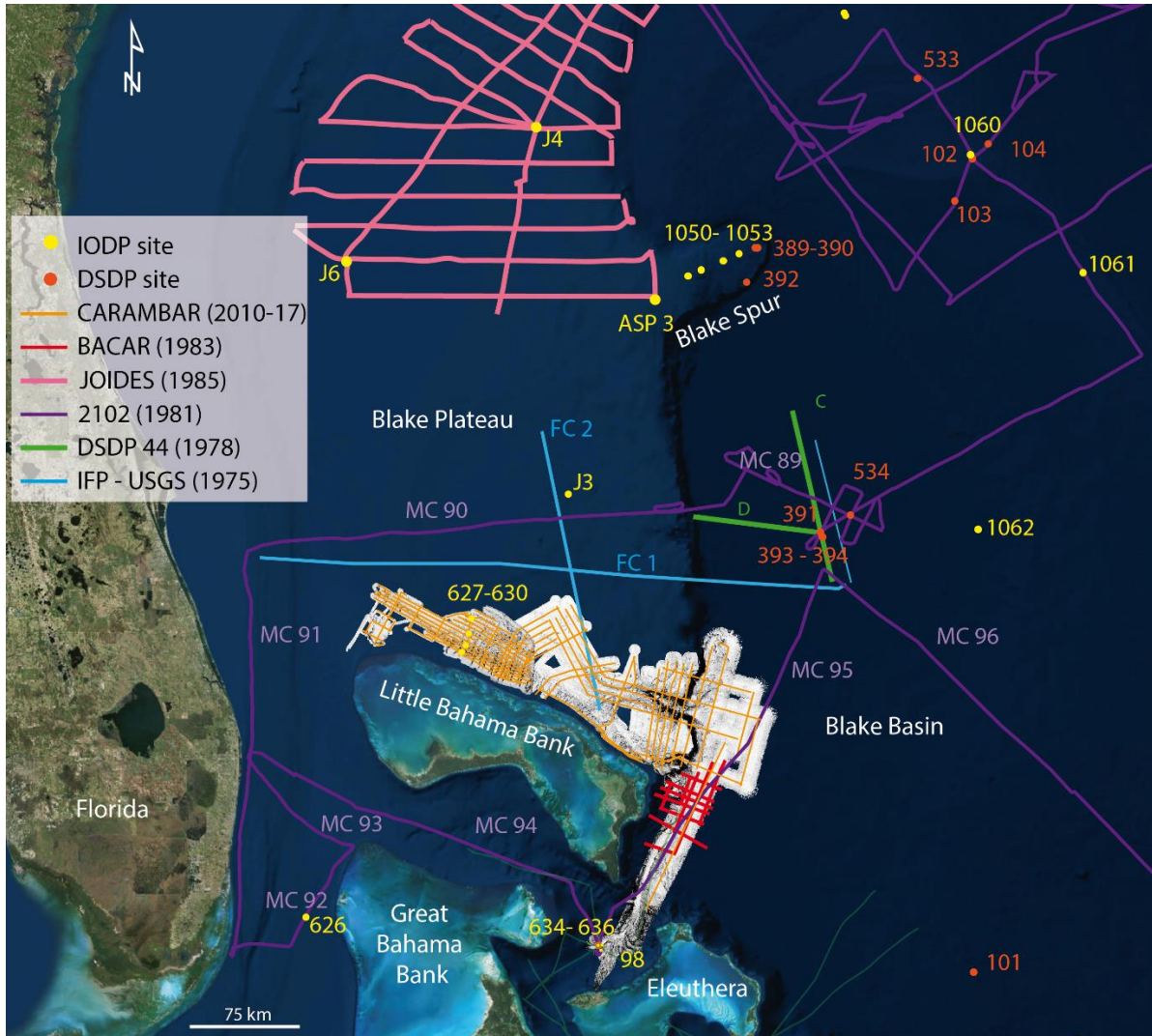


Fig. 2-7 : Historique non exhaustif des études sismiques dans la région nord Bahamas / nord Atlantique et localisation des profils.

Enfin, les Bahamas sont marquées par le déclenchement d'importants glissements en masse le long des pentes durant le Pliocène (Bliefnick et al., 1983 ; Mullins et al., 1986 ; Austin et al., 1988 ; Mulder et al., 2012a ; Tournadour et al., 2015, 2017 ; Principaud et al., 2018, 2015).

2.3 Présentation de la région nord des Bahamas

2.3.1 Le plateau de Blake

La pente du Petit Banc des Bahamas s'approfondit graduellement vers le plateau de Blake (*Blake Plateau*), relativement peu profond (~1200 m ; BP). Ce plateau suit la marge continentale Nord-Américaine jusqu'au Petit Banc des Bahamas plus au sud (Fig. 2-1). Un escarpement sous-marin abrupt (40°, 2500 m de haut), le *Blake Bahama Escarpment* (BBE), définit la limite pente/plateau/bassin et borde l'extérieur du plateau.

Ce plateau correspond à une ancienne méga plateforme (Schlager and Ginsburg, 1981). Cette méga plateforme sur laquelle un système récifal s'est développé, s'étend du plateau de Blake jusqu'au *Blake Bahama Escarpment* (Sheridan et al., 1988) et a permis le développement du Petit Banc des Bahamas actuel (Sheridan and Osburn, 1975 ; Austin et al., 1988 ; Sheridan et al., 1988). Le plateau de Blake fut ensuite ennoyé durant l'augmentation du niveau marin au Crétacé, qui s'ajoute à la subsidence thermique régionale résultant de l'ouverture de l'Atlantique (Sheridan et al., 1988).

L'acquisition de profils sismiques, de carottes sédimentaires et d'échantillons de dragage sur le plateau de Blake ont permis la compréhension de sa structure et stratigraphie générale [Fig. 2-7 ; JOIDES ; (Ewing et al., 1966 ; Heezen and Sheridan, 1966 ; Sheridan, 1969 ; Sheridan et al., 1970 ; Sheridan, 1971 ; Pinet et al., 1981 ; Pinet and Popenoe, 1985 ; Markl et al., 2012); DSDP Legs 1, 11, and 44; (Ewing et al., 1970 ; Hollister and Heezen, 1972 ; Benson et al., 1978)].

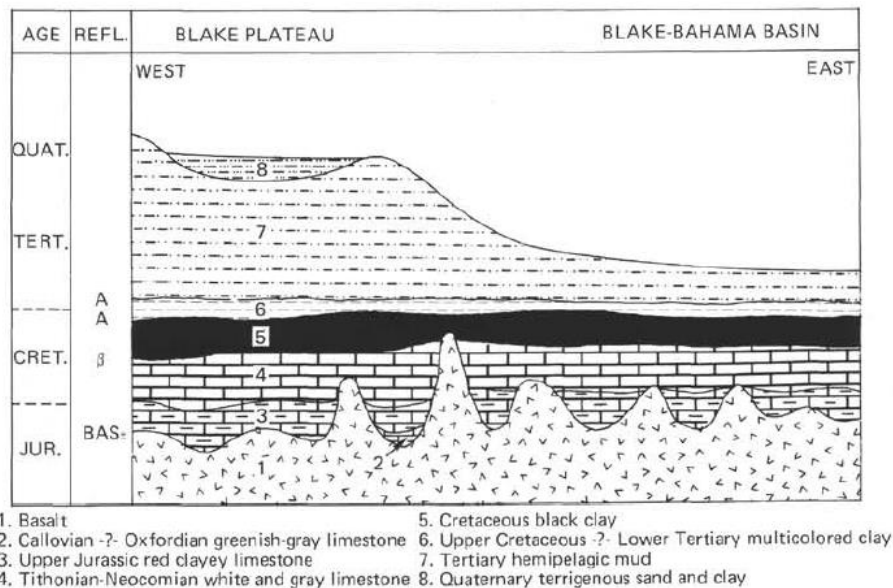


Fig. 2-8 : Stratigraphie du plateau de Blake et réflecteurs remarquables d'après Benson et al., (1978).

Les différentes analyses sismiques montrent notamment que ce plateau est marqué par la présence de réflecteurs remarquables d'extension régionale reflétant des discontinuités majeures associées à des changements globaux de la circulation océanique dans l'Atlantique nord (Fig. 2-8 ; Tab. 2-1).

Cependant, l'architecture sismique détaillée de la partie sud de ce plateau, ses dépôts contouritiques et surtout leur interaction avec l'établissement de paléo monts carbonatés n'ont pas encore été observés. L'observation de paléo mounds, leur identification et leur lien avec l'histoire hydro-sédimentaire de la zone reste à définir.

| Nom | Age | Origine | Remarques | Localisation |
|----------------------|--------------------|---|--|--------------|
| Blue | Top Pliocène | Intensification des courants / Fermeture CAS | Top séquence contouritique | BP BBOR |
| Merlin | Miocène (12-10 Ma) | Intensification du Gulf Stream (mais moins intense que pour A ^u) / Hausse du niveau marin après un low stand | Dépôts contouritiques | BP BBOR |
| A^u | Top Oligocène | Initiation de courants de fonds | Top glissements | BP BBOR |
| / | Top Eocène | Intensification des courants | / | BP |
| A | Cénomanién/Aptien | Intensification des courants | Hiatus Top argiles carbonatées noires Crétacé supérieur | BP |

Tab. 2-1 : Liste des réflecteurs particuliers observés sur les profils sismique couvrant le Blake Plateau (BP) et la Blake Bahama Outer Ridge (BBOR) d'après Benson et al., (1978); Sheridan and Enos, (1979); Faugères and Stow, (2008); Mulder et al., (2019).

2.3.2 Le Blake Basin

L'analyse des profils sismiques couplé aux forages DSDP (site 391, Benson et al., 1978), ont permis d'illustrer la structure du *Blake Basin* (Fig. 2-9).

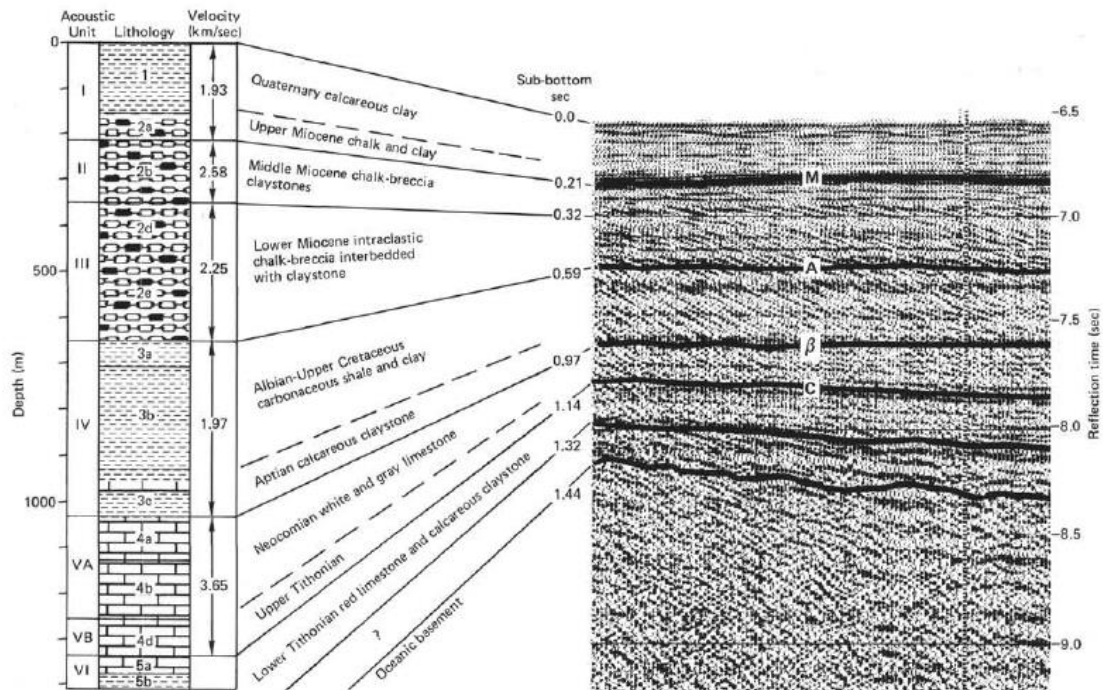


Fig. 2-9 : Profil sismique C du DSDP 44 site 391, réflecteurs régionaux et lithologies associées (Benson et al., 1978, réflecteurs d'après Dillon et al., 1976). Voir localisation du profil sur Fig. 2-7.

Le Blake basin s'illustre par l'enregistrement progressif des étapes de l'ouverture de l'Atlantique nord et traduisant une subsidence graduelle, enregistrant au fur et à mesure des dépôts sédimentaires traduisant des environnements de dépôts s'approfondissant (Fig.2-9 ; Tab.2-2).

Le hiatus Crétacé supérieur / Tertiaire inférieur présent dans l'ensemble de la région marque une phase d'érosion majeure. Cette phase est suivie dans ce bassin par d'épais dépôts gravitaires (*Abaco member*). Ceux-ci traduisent des exports importants de turbidites et de débrites enregistrés globalement dans les Bahamas (Fig. 2-9 ; Tab. 2-2).

| Nom | Age | Origine | Remarques | Localisation |
|--------------------------|--------------------------------|---|--|---|
| M | Miocène supérieur | Evènements gravitaires importants (Bliefnick et al., 1983) / Intensification du Gulf Stream (Faugères and Stow, 2008) | <i>Abaco Member</i> | Site 391 |
| A^u / A | Cénomanién/Aptien | Intensification des courants | Hiatus Top argiles carbonatées noires Crétacé supérieur | Site 391 – LBB IODP leg 101 – Carambar 1 Leg 2 |
| β | Barrémien / Tithonien | / | Top calcaires barrémien | Site 391 |
| C / J1 | Kimméridgien | / | Top calcaires argileux rouges | Site 391 |
| D / J2 | Bathonien ? Early Oxfordien | / | Top remplissage dépôts sur socle | Site 391 |

Tab. 2-2 : Liste des réflecteurs particuliers observés sur les profils sismique DSDP Leg 44 Site 391 couvrant le Blake Basin (d'après Benson et al., 1978).

2.3.3 Blake Bahama Outer Ridge

La *Blake-Bahama Outer Ridge* (BBOR) est une structure topographique majeure, longue de plus de 1000 km, qui s'étend vers l'océan et vers le sud à partir de la partie nord du plateau de Blake. Cette structure correspond à un drift contouritique de 600 km de long, 100 km de large, allongé, avec des discontinuités majeures dues à l'intensification de la circulation des courants profonds en réponse aux changements globaux du schéma de circulation océanique (Tab. 2-2 ; Faugères and Stow, 2008). Cette structure s'étend dans le *Blake Basin*. La circulation du DWBC influence la sédimentation sur la *Blake Bahama Outer Ridge* (BBOR) et le *Blake Basin*, comme le montrent les résultats du DSDP 76 (Hollister and Ewing, 1972; Tucholke and Mountain, 1979; Mountain and Tucholke, 1985; McMaster et al., 1989; Locker and Laine, 1992).

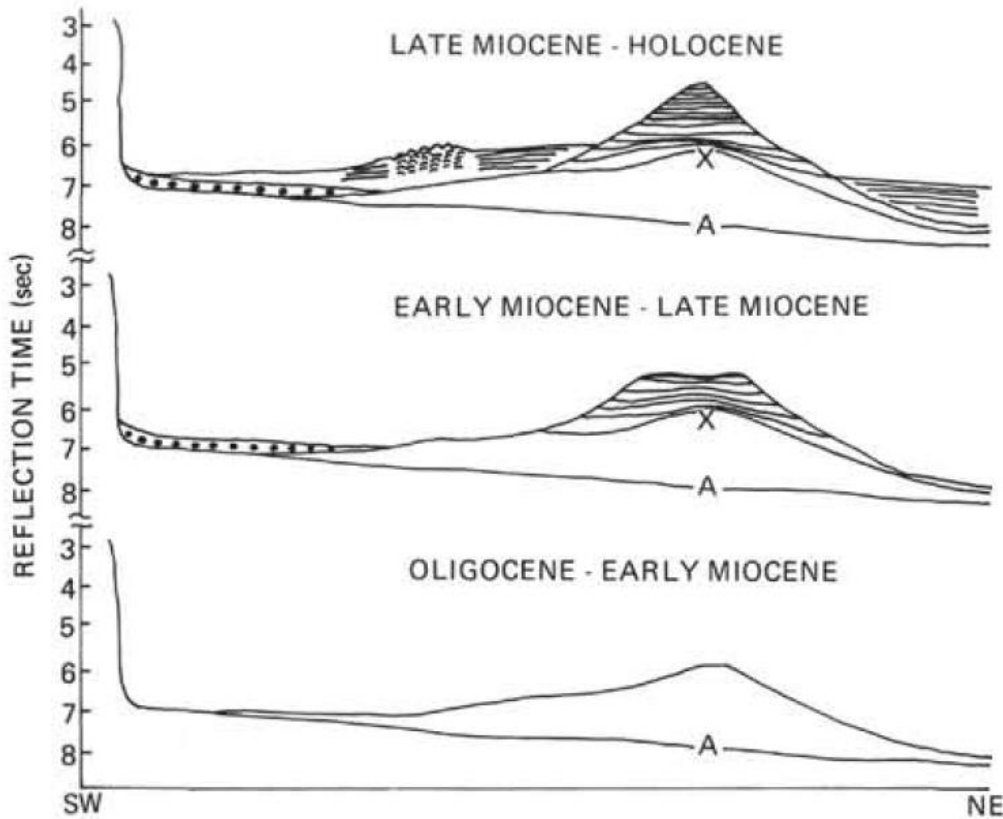


Fig. 2-10 : Coupes conceptuelles de la construction de la Blake Outer Ridge (Benson et al., 1978).

Cette structure forme un haut topographique de 1000 m sur une discordance majeure (notée Au) reconnue le long de toute la marge Nord-Atlantique des États-Unis (Fig. 2-10 ; Hollister and Ewing, 1972; Tucholke and Mountain, 1979; Mountain and Tucholke, 1985; McMaster et al., 1989; Locker and Laine, 1992). Cette discordance est corrélée avec un hiatus majeur sur le site 391 du DSDP s'étendant des sédiments du Crétacé supérieur au Miocène inférieur (Benson et al., 1978). Ce hiatus est marqué par un réflecteur de forte amplitude correspondant à un horizon silicifié et un hiatus sédimentaire formé par un courant de forte énergie sur le fond marin, initié à la limite Eocène-Oligocène (Faugères and Stow, 2008). Un second réflecteur (réflecteur "Merlin"), daté de la fin du Miocène (12-10 Ma), pourrait être corrélé à une accélération du courant liée à un haut niveau marin (Haq et al., 1987). L'unité délimitée par les réflecteurs Au et Merlin est marquée par un fort dépôt contouritique. L'augmentation de la vitesse de sédimentation est liée à un apport accru de sédiments siliceux fourni par l'érosion des Appalaches (19 cm/ka ; Faugères and Stow, 2008). Une troisième discordance est datée de la fin du Pliocène et est liée au renforcement actuel en réponse à l'intensification de la glaciation dans la région arctique et à l'accélération de la formation des eaux profondes de l'Atlantique nord et contemporaine à la fermeture de la CAS (par exemple, Haug and Tiedemann, 1998; Reijmer et al., 2002; Coates et al., 2004).

2.3.4 Le Petit Banc des Bahamas

Le Petit Banc des Bahamas ou *Little Bahama Bank* (LBB) est la seconde plateforme carbonatée la plus importante en termes de taille (après le Grand Banc des Bahamas) dans l'archipel des Bahamas. Il s'étend sur environ 250 km avec une orientation ESE-ONO. Le LBB est bordé par le plateau de Blake au Nord, le détroit de Floride à l'ouest, le *NW Providence Channel* au sud et le *Blake Bahama Escarpment* à l'est (Fig. 2-1).

2.3.4.1 Stratigraphie sismique et architecture profonde

La corrélation des puits ODP Leg 101 site 627, 628 et 630 (Austin et al., 1988) avec la sismique HR Carambar 1 Leg 2 ont permis à Tournadour (2015) de définir quatre séquences sismiques sur la pente nord-ouest du Petit Banc des Bahamas (Fig. 2-7). Ces séquences correspondent à des cortèges de dépôts définis à partir d'unités lithostratigraphiques décrites à partir des puits (Fig. 2-11 ; Tournadour, 2015):

- (1) La séquence sismique A (SEQ-A) correspondant à la méga-plateforme interne du Crétacé inférieur surmontée par un environnement néritique.
- (2) La séquence sismique B (SEQ-B) correspond à une séquence de dépôts du domaine profond de plateau océanique. Son sommet est marqué par une discontinuité entre l'Eocène et le Miocène inférieur (puits 627) et entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur (puits 628).
- (3) La séquence sismique C (SEQ-C) correspond à un dépôt local de boue de péri-plateforme (uniquement puits 628).
- (4) La séquence sismique D (SEQ-D) correspond aux dépôts enregistrant la progradation de la pente datant du Miocène inférieur à l'actuel.

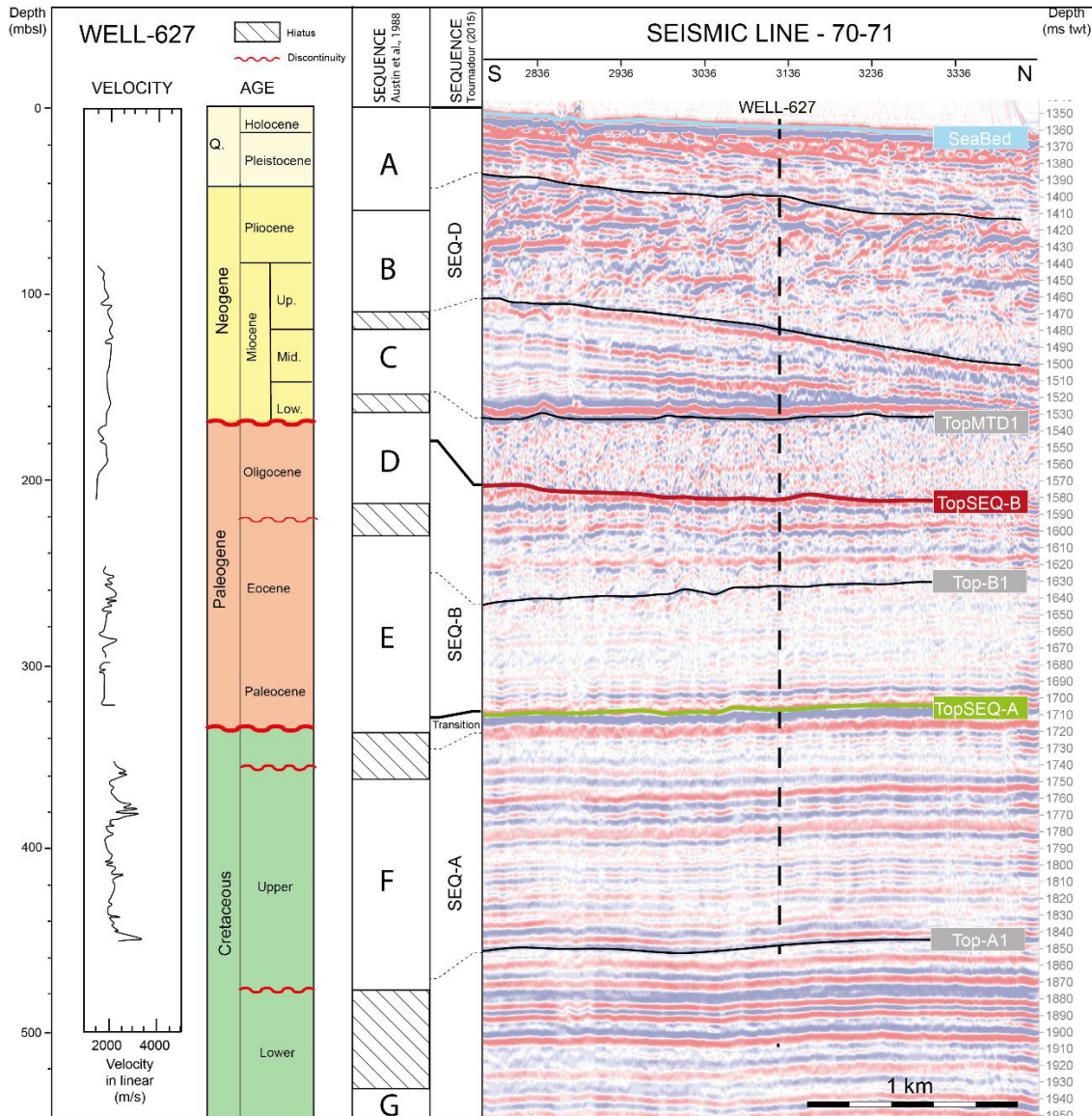


Fig. 2-11 : Séquences sismiques identifiées à partir des puits ODP (ici puit 627) et de la sismique Carambar modifié d'après Tournadour, (2015).

2.3.4.2 Morphologie de la pente nord du LBB et fonctionnement moderne

Les précédentes campagnes océanographiques Carambar (2010) ; Carambar 1.5 (2014) et Carambar 2 (2016) ont permis d'illustrer une grande partie de la pente nord-ouest de Petit Banc des Bahamas en utilisant des données acoustiques et sismiques à très haute résolution. Ces études se sont orientées vers : (1) le drift de péri-plateforme du LBB (Chabaud et al., 2016); (2) l'architecture des canyons et du MTC affectant la partie orientale du LBB ; (3) la genèse et la croissance du prisme Holocène du LBB (Fauquembergue et al., 2018) ; et (4) les transferts sédimentaires sur la pente (Tournadour, 2015; Fauquembergue, 2018).

L'étude de la pente permet de définir plusieurs domaines morphologiques avec des caractéristiques propres. De nombreuses études sur la pente du Petit Banc des Bahamas ont ainsi permis de définir quatre domaines morphologiques entre la bordure de plateforme jusqu'à 1300 m de profondeur (Tab. 2-3 ; Hine and Neumann, 1977 ; Mullins et al., 1984; Rankey and Doolittle, 2012; Tournadour, 2015; Fabregas,

2017; Fauquembergue, 2018). Ces quatre domaines présentent une déclivité plus ou moins importante et des structures particulières : (1) *l'uppermost slope* ; (2) la pente supérieure ; (3) la pente moyenne ; et (4) la pente inférieure (Tab. 2-3).

| Domaine | Pente | Bathymétrie | Structures |
|-------------------------|----------|---------------|---|
| Uppermost slope | 10 - 15° | 0 - 240 m | Prisme sédimentaire (Fauquembergue et al., 2018) |
| Pente supérieure | 0.7 - 2° | 240 - 650 m | MTC (Tournadour et al., 2015); Drift (Chabaud et al., 2016) ; Canyons (Tournadour et al., 2017) |
| Pente moyenne | 1 - 2° | 650 - 1000 m | Glissements, Canyons (Tournadour et al., 2017) |
| Pente inférieure | > 0.5° | 1000 - 1300 m | Sillons distributaires ; Lobes, zones de dépôts (Tournadour, 2015) |

Tab. 2-3 : Physiographie de la pente nord-ouest du Little Bahama Bank d'après Tournadour (2015).

Fauquembergue (2018) a montré que la sédimentation actuelle sur la pente nord du Petit Banc des Bahamas (LBB) est majoritairement dominée par des dépôts pélagiques composés de grains issus de la décantation de sub-surface. Les apports issus de la plateforme vers la pente nord du LBB sont presque entièrement constitués de grains grossiers avec environ 5% d'aiguilles d'aragonite dans la fraction fine (Fauquembergue, 2018). L'export d'aiguilles aragonitiques semble alors plus important lors de période interglaciaire, durant l'enneigement de la plateforme (Chabaud et al., 2016 ; Fauquembergue, 2018). Deux types d'export vers la pente se distinguent pour les grains les plus grossiers : (1) un export direct des faciès de la plateforme riches en grains grossiers ; et (2) par écoulements gravitaires occasionnels issus de déstabilisations soit d'origine sismique, soit lors d'ouragans, soit par surcharge sédimentaire en rebord de plateforme (Fauquembergue, 2018).

Des processus de diagenèse précoce (formation de ciments subcristallin, nodules indurées, *hardgrounds*, lithification partielle) agissent en période glaciaire dans les zones à faible taux de sédimentation sur la pente supérieure et sur la pente inférieure, en réponse à l'action du courant des Antilles (Tournadour, 2015 ; Chabaud, 2016). Ce courant influe aussi dans le développement de séquences contouritiques sur la pente moyenne et l'alimentation du drift du LBB avec un vannage est-ouest des particules carbonatées fines (Chabaud, 2016).

Fauquembergue (2018) renforce aussi l'hypothèse de Mullins et al., (1982) sur l'existence d'un courant remontant le canyon de Great Abaco (GAC), avec une influence très faible en période interglaciaire mais aussi une influence non négligeable sur les sept derniers stades isotopiques (taux de sédimentation jusqu'à 1.5 fois supérieur à proximité de l'axe de la tête du GAC ; Fauquembergue (2018)). Aussi, la marge au nord du GAC semble déconnectée par rapport aux exports issus de la plateforme (Fauquembergue, 2018).

L'âge moyen des corps sédimentaires particuliers sur cette marge est estimé entre le Pléistocène moyen et supérieur et ces dépôts sont présents à la fois aux Bahamas et au niveau de la *Blake Outer Ridge* (Fauquembergue, 2018). Cela laisse supposer une continuité de plus de 400 km des dépôts entre le nord du LBB et cette structure. Aucune étude sismique à ce jour ne démontre ces similitudes à plus grande échelle géologique avec des outils de sismique haute-résolution.

A ce stade, l'étude de la région dans son ensemble n'a pas encore intégré l'analyse complète des deux principaux canyons présents dans la zone : le canyon de Great Abaco et le canyon Little Abaco.

De nouvelles données de bathymétrie multifaisceaux à haute résolution, de réflectivité et de sismique à très haute résolution acquises lors de la campagne Carambar 2 (2016 à 2017) ont permis de visualiser la moitié est de la pente du LBB moderne depuis les domaines peu profonds aux environnements profonds. La bathymétrie du secteur a mis en évidence la présence de deux canyons géants précédemment décrits par Mulder et al., (2018a) : le canyon de Great Abaco (GAC) et le canyon de Little Abaco (LAC).

La présente étude est basée sur une combinaison de données acoustiques qui fournissent une vue à grande échelle de la distribution sédimentaire, ce qui est difficile à déterminer si l'on utilise seulement des données issues de carottes. Cette approche permet d'établir des liens potentiels entre : (1) les processus sédimentaires de surface et de sub-surface ; et (2) la structure des pentes.

Chapitre 3 : Matériels et Méthodes

3.1 Données

3.1.1 Les campagnes océanographiques Carambar

Les données utilisées ici ont été recueillies lors des différentes campagnes océanographiques Carambar (*CARbonate RAMp of BAHamas Resedimentation*). C'est dans l'optique de mieux comprendre le fonctionnement des pentes carbonatées, les processus sédimentaires induits par celles-ci, et le transfert sédimentaire via des canyons carbonatés que s'inscrivent les différentes campagnes en mer Carambar (1, 1.5 et 2).

Ce travail s'appuie surtout sur les données de la campagne Carambar 2 Leg 1 qui s'est déroulée en décembre 2016 dans l'archipel des Bahamas à bord du navire océanographique *L'Atalante* (Ifremer-Génavir) ayant pour but d'étudier la pente du Petit Banc des Bahamas ainsi que les systèmes des canyons de Little Abaco et de Great Abaco (Fig. 3-1).

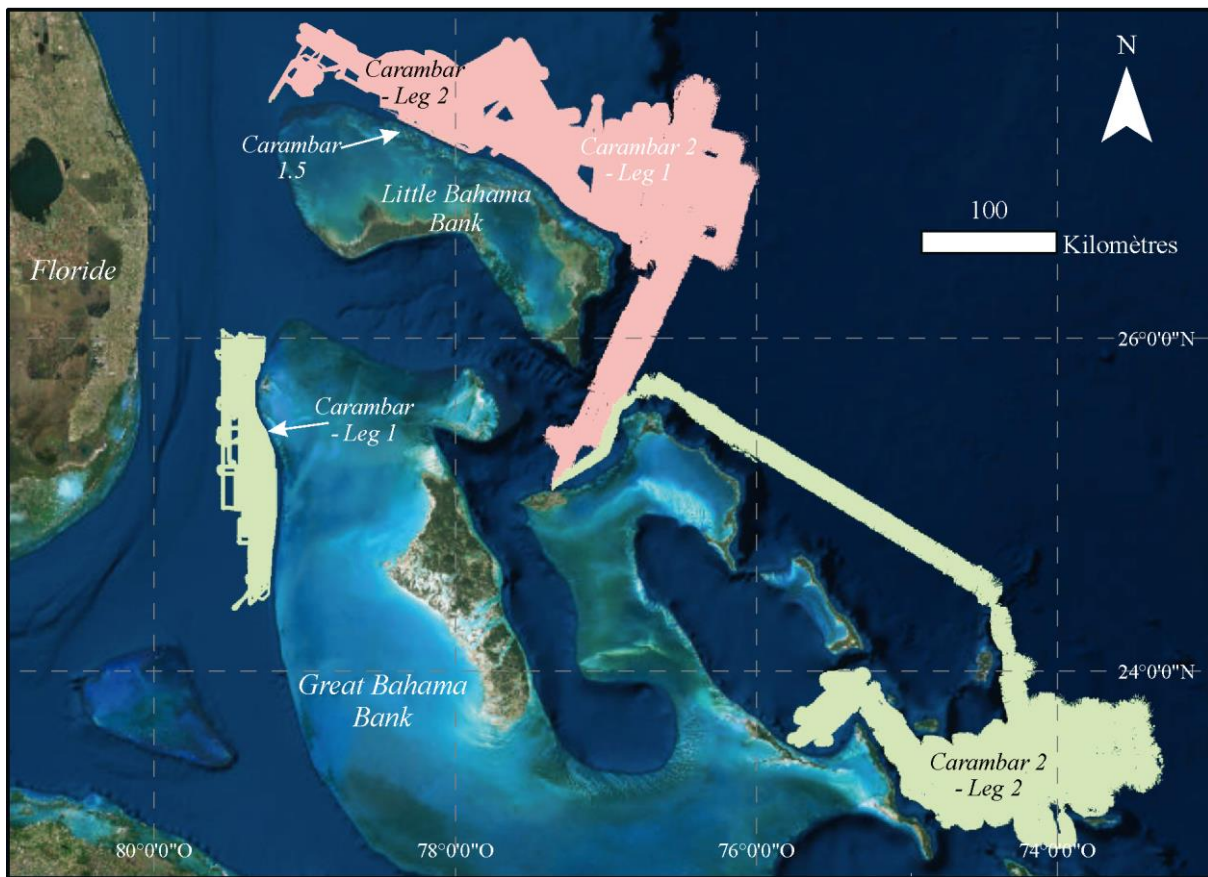


Fig. 3-1 : Localisations des différentes missions Carambar. Celles dont les données ont été en partie utilisées dans cette étude sont en rose modifié d'après Fauquembergue, (2018).

3.1.2 Données acoustiques multifaisceaux

Des données de bathymétrie et de réflectivité couvrant plus de 24 270 km² ont été acquises lors des différentes campagnes, illustrant ainsi la géomorphologie du Petit Banc des Bahamas (Tab. 3-1).

L'EM122 de Kongsberg Marine® est un sondeur multifaisceaux (288 faisceaux) caractérisé par une fréquence d'émission de 12 kHz opérant entre 50 et 12 000 m de profondeur. Il permet l'acquisition simultanée de données (1) bathymétriques basées sur le calcul du temps aller-retour de l'onde émise (Fig. 3-2), et de (2) réflectivité acoustique (Fig. 3-3), fonction de l'intensité du signal rétrodiffusé dépendante de la lithologie des sédiments superficiels (nature et induration/lithification).

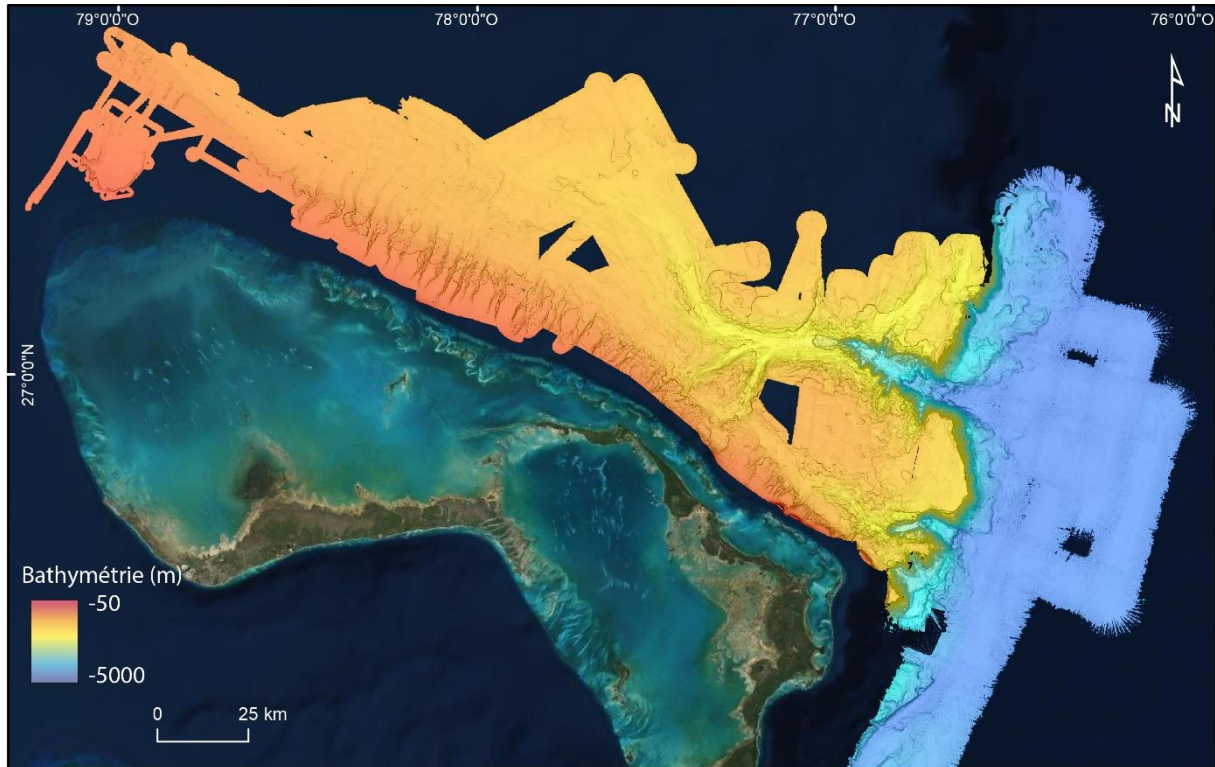


Fig. 3-2 : Carte bathymétrique des missions Carambar 1 Leg 2 et Carambar 2 Leg 1.

Les données bathymétriques ont été nettoyées des sondes aberrantes avec le logiciel CARAIBES (©Ifremer) et les données de réflectivité ont été compensées des angles d'émission du signal avec le logiciel SonarScope (©Ifremer). Ces données ont été ensuite maillées pour obtenir des cartes bathymétriques et de réflectivité acoustique d'une résolution spatiale respectivement de 50 m et 25 m afin de réaliser une analyse morphobathymétrique et faciologique de la zone d'étude.

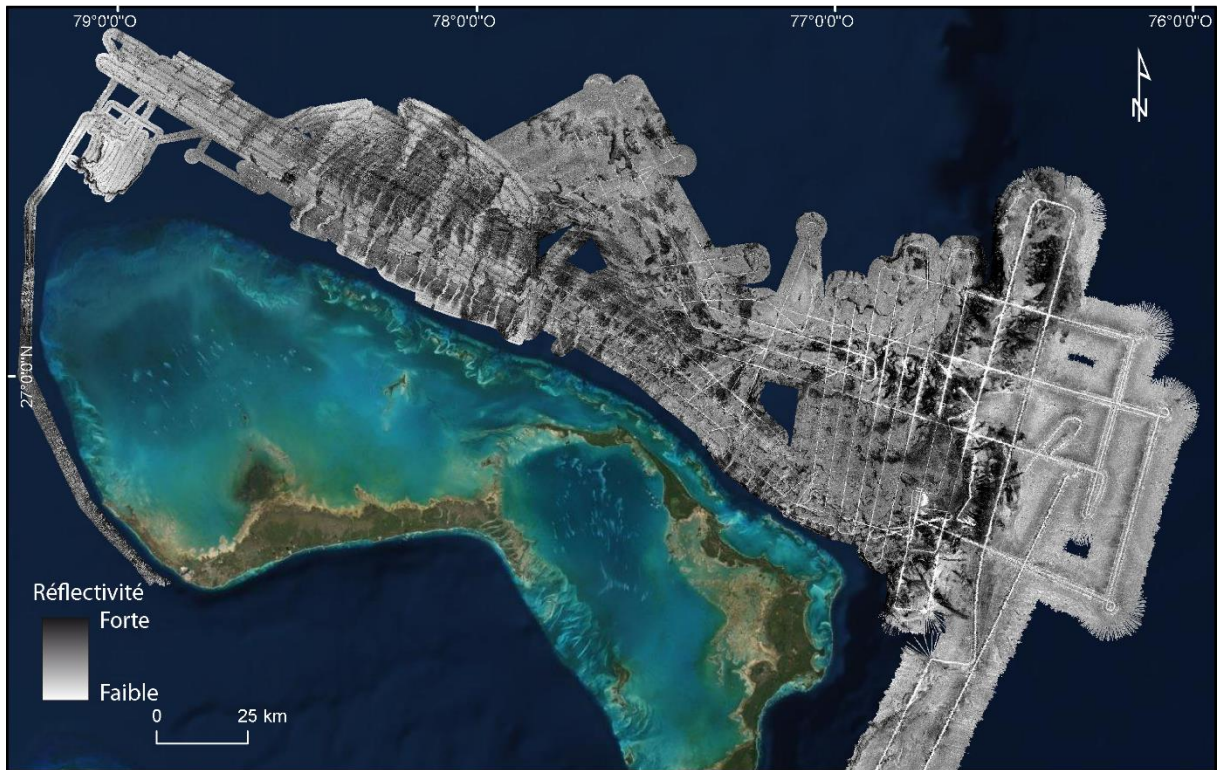


Fig. 3-3 : Carte de réflectivité des missions Carambar 1 Leg 2 et Carambar 2 Leg 1.

| Mission | Outils | Résolution | Surface | Données | Traitement |
|--------------------------|---|------------|------------------------|-------------------------|------------|
| Carambar 1 – Leg 2 | EM 302 (30kHz) | ± 20 m | 5000 km ² | Données bathymétriques | Caraïbes |
| | | ± 5 m | | Réflectivité acoustique | Sonarscope |
| Carambar 1.5 | Teledyne Reson Seabat 7125 multibeam echosounder | ± 5 m | 150 km ² | Données bathymétriques | Caraïbes |
| | | | | Réflectivité acoustique | Caraïbes |
| Carambar 2 – Leg 1 | Grand fond : EM 122 (12 kHz) Petit fond : EM 710 (73 – 97 kHz) | ± 50 m | 19 120 km ² | Données bathymétriques | Caraïbes |
| | | | | Réflectivité acoustique | Sonarscope |

Tab. 3-1 : Synthèse des différents types de données bathymétriques et de réflectivité acoustique collectées lors des missions Carambar 1 (2010) / Leg 2, Carambar 1.5 (2014) et Carambar 2 / Leg 1 (2016) ; modifié d'après Fauquemberg (2018).

3.1.3 Profils de sismique réflexion

La sismique réflexion correspond à l'enregistrement des ondes acoustiques émises depuis la surface et réfléchies en profondeur à l'interface entre deux milieux caractérisés par des impédances acoustiques différentes. Elle permet ainsi d'observer et de caractériser la géométrie, la structure et la configuration des sédiments en profondeur.

3.1.3.1 Sismique Très Haute Résolution (THR)

Lors de la campagne Carambar 2, l'utilisation du sondeur de sédiments en mode Chirp, utilisant des fréquences comprises entre 1,8 kHz et 5,3 kHz, a permis l'acquisition de 3778 km de profils avec une pénétration atteignant entre 60 et 80 ms twt (Two Way Time travel) localement et une résolution de 20 cm (Tab. 3-2). L'analyse de la réponse acoustique superficielle du signal (10 ms twt) a permis une cartographie des échofaciès de la zone.

| Mission | Outils | Traitement | Résolution verticale | Pénétration du signal | Distance |
|--------------------------|--|---------------|----------------------|--------------------------------|----------|
| Carambar 1 – Leg 2 | Chirp subbottom profiler (3,5 kHz) | QC Subop | 25 – 50 cm | 0 – 75 m | 3154 km |
| Carambar 1.5 | Knudsen Chirp 3260 (3.5 kHz) | Sounder Suite | 10 cm | / | 1120 km |
| Carambar 2 – Leg 1 | Chirp subbottom profiler (1,8–5,3 kHz) | QC Subop | 20 cm | 60 – 80 ms twt (60 – 120 m) | 3778 km |

Tab. 3-2 : Synthèse des différentes données sismiques THR obtenues lors des missions Carambar 1 / Leg 2 (2010), Carambar 1.5 (2014) et Carambar 2 / Leg 1 (2016) ; modifié d'après Fauquembergue (2018).

3.1.3.2 Sismique Haute Résolution (HR)

La sismique Haute résolution (HR) a été acquise lors du Leg 1 de la campagne Carambar 2 avec un GI 35/35 air guns et 192 traces, couvrant ainsi 3776 km de profils. La pénétration du signal acoustique peut aller jusqu'à 1000 m avec une résolution de 2 à 5 m (Tab. 3-3).

| Mission | Outils | Distance | Résolution verticale | Pénétration du signal | Traitement |
|-----------------------|--|----------|----------------------|-----------------------------|------------|
| Carambar 1 – Leg 2 | mini GI 24/24 ci air gun (96 traces) | 1518 km | 2 – 20 m | 500 m | Sispeed |
| Carambar 2 – Leg 1 | GI 35/35 air guns (192 traces) | 3776 | 2 – 5 m | 2.5 s twt (500 – 1000 m) | Solid QC |

Tab. 3-3 : Synthèse des différentes données sismiques HR obtenues lors des missions Carambar 1 / Leg 2 (2010) et Carambar 2 / Leg 1 (2016).

3.2 Méthodes

3.2.1 Analyses spatiales et classifications (surface)

Pour faciliter l'analyse spatiale de ce large panel de données, la caractérisation des structures géomorphologiques et sédimentaires a été effectuée en utilisant deux classifications :

- (1) Une classification de la réflectivité avec définition de faciès acoustiques ;
- (2) Une classification basée sur la sismique THR avec définition d'échofaciès.

Les changements de réflectivité correspondent à des variations de la nature, de la granulométrie et de l'état des sédiments et/ou de la morphologie du fond marin (Hanquiez et al., 2007, 2010; Principaud et al., 2018) tandis que les profils sismiques THR révèlent des caractéristiques de la géométrie sous le fond et une morphologie à petite échelle (ex., la rugosité du fond marin). Pour les faciès acoustiques, les catégories sont basées sur l'amplitude de la réflectivité et sur les motifs observés. Pour les échofaciès, les catégories sont basées sur l'amplitude et la géométrie des réflecteurs.

Ces classifications fournissent des informations sur les paramètres sédimentologiques des fonds marins et de la sub-surface. Les précédentes études menées dans les milieux (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Hanquiez et al., 2007, 2010) et carbonatés (Mullins and Neumann, 1979; Mullins et al., 1984; Tournadour, 2015; Principaud et al., 2018) qui relient les échofaciès et la lithologie fournissent une base pour calibrer les interprétations de cette étude. L'association des faciès acoustiques, des échofaciès et de la morphobathymétrie a été intégrée dans une classification générale des faciès sédimentaires permettant de définir un modèle de dépôt et transport dans la zone d'étude. Les différentes analyses spatiales et les cartographies produites ont été réalisées avec le logiciel ArcGIS for Desktop (©Esri).

3.2.2 Analyse de la sismique HR (sub-surface)

L'analyse de la sismique HR permet d'apporter des éléments de compréhension de l'évolution à la fois structurale et sédimentaire de la pente inférieure du Petit Banc des Bahamas, du plateau de Blake et du *Blake Basin* sur une large période de temps.

Cet ensemble de données sismiques permet de définir des faciès et unités sismiques correspondant à des "unités stratigraphiques composées de successions relativement conformes de strates génétiquement apparentées, délimitées à leurs sommets et à leurs fonds par des discontinuités ou par des strates conformes et corrélatives" (Vail, 1977).

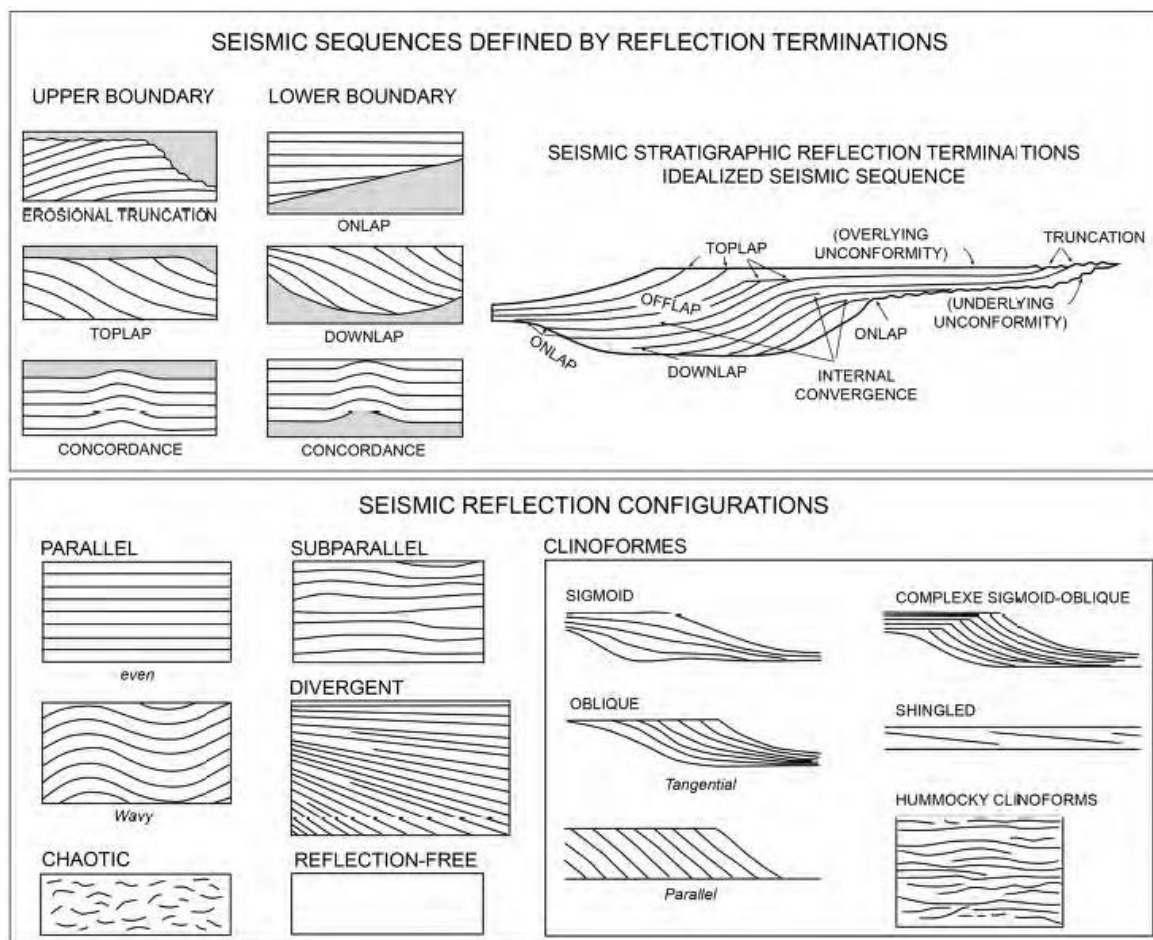


Fig. 3-4 : Terminologie d'interprétation sismique pour les terminaisons de réflexions délimitant les limites des séquences sismiques et les différentes configurations des réflexions servant à caractériser un faciès sismique d'après Tournadour, (2015) redessiné d'après Vail, (1977).

L'analyse de ces faciès selon leur géométrie, la continuité et l'amplitude de leurs réflecteurs permet l'identification d'environnement et processus de dépôts (Fig. 3-4). Pour contraindre l'âge et définir nos unités sismiques, des corrélations sismiques ont été établies grâce à des études antérieures couvrant le Petit Banc des Bahamas et le plateau de Blake. Ainsi, les réflecteurs régionaux J, A, Au, M (Ewing et al., 1970 ; Sheridan, 1981; Pinet and Popenoe, 1985), et les principaux réflecteurs ODP définissant les séquences SEQ A, B, C, D (Austin et al., 1988; Tournadour, 2015) ont été utilisés comme éléments de corrélation.

Les cartes d'analyse sismique ont été réalisées à l'aide du logiciel Kingdom Suite (IHS Markit Kingdom®), permettant ainsi d'obtenir des cartes isochrones et isopaques. Les grilles obtenues ont été converties en profondeur avec les vitesses mesurées sur le site 627 du Leg ODP 101 (Austin et al., 1988). Les cartes "3D" représentant une « paléotopographie » ont été créées avec le logiciel ArcScene (©Esri).

Chapitre 4 : “Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas”

Résumé du chapitre

Les différentes données acquises lors de la campagne Carambar 2 (2016 à 2017) ont permis de visualiser la moitié orientale de la pente du LBB moderne depuis les domaines peu profonds aux environnements profonds. La bathymétrie du secteur a mis en évidence la présence de deux canyons géants précédemment décrits par Mulder et al., (2018a) : le canyon de Great Abaco (*Great Abaco Canyon*, GAC) et le canyon de Little Abaco (*Little Abaco Canyon*, LAC). A ce stade, l'étude de la région dans son ensemble n'a pas encore intégré l'analyse complète de ces canyons présents dans la zone.

Dans ce cadre, ce chapitre propose une analyse géomorphologique et sédimentaire globale qui viennent compléter les études précédentes sur la pente nord du Petit Banc des Bahamas. Cette étude est basée sur une combinaison de données acoustiques qui fournissent une vue à grande échelle de la distribution sédimentaire, ce qui est difficile à déterminer si l'on utilise seulement des données issues de carottes. Elle intègre notamment les deux canyons dans la caractérisation des transports sédimentaires. Cette approche nous permet d'établir des liens potentiels entre : (1) les processus sédimentaires de surface et de sub-surface ; et (2) la structure des pentes.

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article dont la référence est :

Recouvreur, A., Fabregas, N., Mulder, T., Hanquiez, V., Fauquemberg, K., Tournadour, E., Gillet, H., Borgomano, J., Poli, E., Kucharski, J.-B., Wilk, S., 2020. Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas. *Sedimentology*. <https://doi.org/10.1111/sed.12777>

Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas

AUDREY RECOUVREUR^{*}, NATACHA FABREGAS[†], THIERRY MULDER^{*}, VINCENT HANQUIEZ^{*}, KELLY FAUQUEMBERGUE^{*}, ELSA TOURNADOUR^{‡,§}, HERVÉ GILLET^{*}, JEAN BORGOMANO^{¶,††}, EMMANUELLE POLI^{**}, JEAN-BAPTISTE KUCHARSKI^{*} and STANISLAS WILK^{*}

^{*}Université de Bordeaux, EPOC (UMR 5805), 33615 Pessac Cedex, France.

[†]Department of Earth Science, University of Bergen, Allégaten 41, 5007 Bergen, Norway.

[‡]IFREMER, Géosciences Marines, CS 10070, 29280 Plouzané, France.

[§]Geological Survey of New Caledonia, DIMENC, BP 465, 98845 Nouméa, New Caledonia.

[¶]Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-Marseille 23 Université – CNRS (UMR7330) – IRD (UMR 161) – COLLEGE de France – USC INRA – OSU – Institut 24 PYTHEAS – Technopole Environnement Arbois-Méditerranée, BP80, 13545 Aix en Provence, CEDEX 25 04, France.

^{**}Projet “Carbonates”, Exploration & Production SCR/RD, Total S.A., 64000 Pau, France.

^{††}Carbonate Chair TOTAL-AMIDEX

Associate Editor – Jim Hendry

Short Title – Geomorphology of a modern carbonate slope system

Keywords: Backscatter, Bahamas, carbonate slope, echofacies, giant canyon, sea floor morphology, sedimentary processes.

4.1 Résumé

L'analyse de la morphobathymétrie, de la réflectivité acoustique et de la sismique très haute résolution du jeu de données, acquis lors des campagnes océanographiques Carambar (2010 – 2017) a permis d'obtenir une vue d'ensemble de la morphologie et des processus de transfert des sédiments de la pente supérieure peu profonde à la plaine abyssale d'un système carbonaté moderne : la pente nord-est du Petit Banc des Bahamas (LBB). La distribution spatiale des faciès de profils sismiques très-haute-résolution (échofaciès) et des faciès de réflectivité acoustique montrent une grande variété des structures témoignant de l'activité de nombreux processus sédimentaires le long de la pente du LBB.

Depuis la plate-forme peu profonde, un export de particules carbonatées fines s'effectue vers la pente via des processus *off-bank* ou de *density cascading*. Ces sédiments peuvent transiter par la suite à travers les *slope canyons* incisant la pente moyenne. Prolongeant ces canyons, des sillons distributaires sont recoupés par d'autres sillons érosifs, témoins du caractère érosif du courant des Antilles, qui agit dans cette zone. Cette partie se trouve en amont de la tête du *Great Abaco Canyon*, montrant une moindre alimentation axiale de ce dernier. De nombreuses cicatrices de glissement sont concentrées sur la partie orientale de la pente et plus particulièrement au niveau du plateau de Blake (Blake Plateau) et sur les flancs des canyons géants. Le mouvement *downslope* induit par ces glissements semble confirmer une alimentation latérale préférentielle des canyons de Little et Great Abaco. Cet apport sédimentaire est assez conséquent pour empêcher le comblement des canyons.

Les données de surfaces suggèrent une influence des courants à la fois le long de la pente et dans la plaine abyssale. Le courant des Antilles affecte une large partie de la pente moyenne et inférieure. L'absence de système moderne de chenaux/levées ou de lobe à l'embouchure du canyon – notable sur la bathymétrie – montre l'influence actuelle du *Deep Western Boundary Current* sur les dépôts sédimentaires du domaine abyssal. Généralement, l'ouest de la pente est généralement dominé par des processus de dépôts tandis que la partie à l'est, qui est incisée par des canyons de tailles considérables, est affectée par des processus érosifs et de *by-pass*.

Ainsi, à partir de la distribution des faciès de dépôts et des indices de maturité des canyons incisant la pente, nous proposons l'existence d'une subsidence différentielle entre la partie orientale et occidentale du LBB. La morphologie des canyons de Great Abaco et de Little Abaco, alignés parallèlement à la plateforme et de la pente du Petit Banc des Bahamas, semble parallèle avec la *Great Abaco Fracture Zone*.

4.2 Abstract

The large acoustic data set acquired during the Carambar cruises is composed of high resolution bathymetry, backscatter data and very-high resolution seismic lines which allow for an overview of the morphology and sediment transfer processes from the shallow upper slope to the abyssal plain of a modern carbonate system: the north-eastern slope of the Little Bahama Bank. Surficial distribution of the acoustic facies and echofacies reflects a wide variety of sedimentary processes along and across the slope. The western sector of the Little Bahama Bank is dominated by depositional processes whereas its eastern sector, which is incised in the lower slope by giant canyons, is affected by erosion and bypass processes. Datasets suggest that currents play an important role both in along-slope sedimentary processes and in the abyssal plain. The Antilles Current appears to affect a large part of the middle and lower slopes. The absence of sizable present-day channel/levée complexes or lobes at the mouth of the canyon – revealed by the bathymetric map – indicates that the southward flowing Deep Western Boundary Current influences modern abyssal sediment deposition. Based on depositional processes and indicators of canyon maturity observed in facies distribution, the current study proposes that differential subsidence affects the eastern versus western part of the bank. The morphology of the Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon, which extends parallel to the platform, and the Little Bahama Bank slope appears to be related to the Great Abaco Fracture Zone.

4.3 Introduction

Submarine canyons are structures incising the continental margins or shelves with a width and height of up to several kilometres (Shepard and Dill, 1966). Acting as catalysts of sediment export from shelves towards the deeper basin via their steep flanks, submarine canyons are critical elements of basin sedimentary deposits. Studies on submarine canyons have focused on siliciclastic systems (Babonneau et al., 2002; Paull et al., 2013; Tubau et al., 2015), which are more attractive in terms of reservoir potential for hydrocarbons. Recent industrial discoveries in carbonate slopes (Bertello et al., 2010; Busson et al., 2018) have boosted their attractiveness and hence have piqued the scientific interest of such systems. However, sedimentary processes affecting purely carbonate canyons, rivaling siliciclastic canyons in terms of size, and their impact on carbonate sediment transfers and sources remain poorly understood. The Little Abaco Canyon and especially the Great Abaco Canyon have only been briefly described in the past decades (Shepard and Dill, 1966; Benson et al., 1978; Mullins and Neumann, 1979; Mulder et al., 2018b). As the Bahamian carbonate platform is one of the best-known modern carbonate systems, the Carambar cruises have targeted its slopes and associated incising canyons. Previous Carambar (2010) and Carambar 1.5 (2014) oceanographic cruises imaged a large part of the Little Bahama Bank (LBB) north- west slope using multibeam echo-sounder data and very-high resolution seismic profiles (Fig. 4-1; Mulder et al., 2012b, 2014, 2017). These studies have focused on: (i) the LBB periplatform drift, (Chabaud, 2016); (ii) the architecture of the slope canyons and mass transport complexes affecting the eastern LBB (Mulder et al., 2012b; Tournadour et al., 2015, 2017); (iii) the genesis and growth of the carbonate wedge along the LBB (Fauquembergue et al., 2018); and (iv) sediment transfers across the LBB slope (Tournadour, 2015; Fauquembergue, 2018). In order to provide a holistic view of the carbonate system, the consideration of the region as a whole has yet to integrate the complete study of the two main canyons present in the zone: the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon. New high-resolution multibeam bathymetry, backscatter and very-high resolution seismic data acquired during the Carambar 2 (2016 to 2017) cruise enabled visualization of the eastern half of the slope of the modern LBB from shallow to deep environments (Fig. 4-1). The bathymetry of the eastern sector has highlighted the presence of two giant canyons previously described by Mulder et al. (2018a): the Great Abaco Canyon (GAC) and the Little Abaco Canyon (LAC). The present study is based on a combination of acoustic data that provide a large-scale view of sedimentary distribution, something that is difficult to recognize if only using sedimentary data. This approach allows the potential links between: (i) the sedimentary surface and subsurface processes; and (ii) slope structure to be highlighted. This paper explains that the connectivity of these elements is based on carbonate transfer from the slope to the ultra-deep domain through potentially structurally controlled canyons. The work here also provides knowledge regarding giant purely carbonate canyons which are disconnected from the platform, along with comprehensive elements on how they work both in terms of source and transfer of carbonate material to the basin.

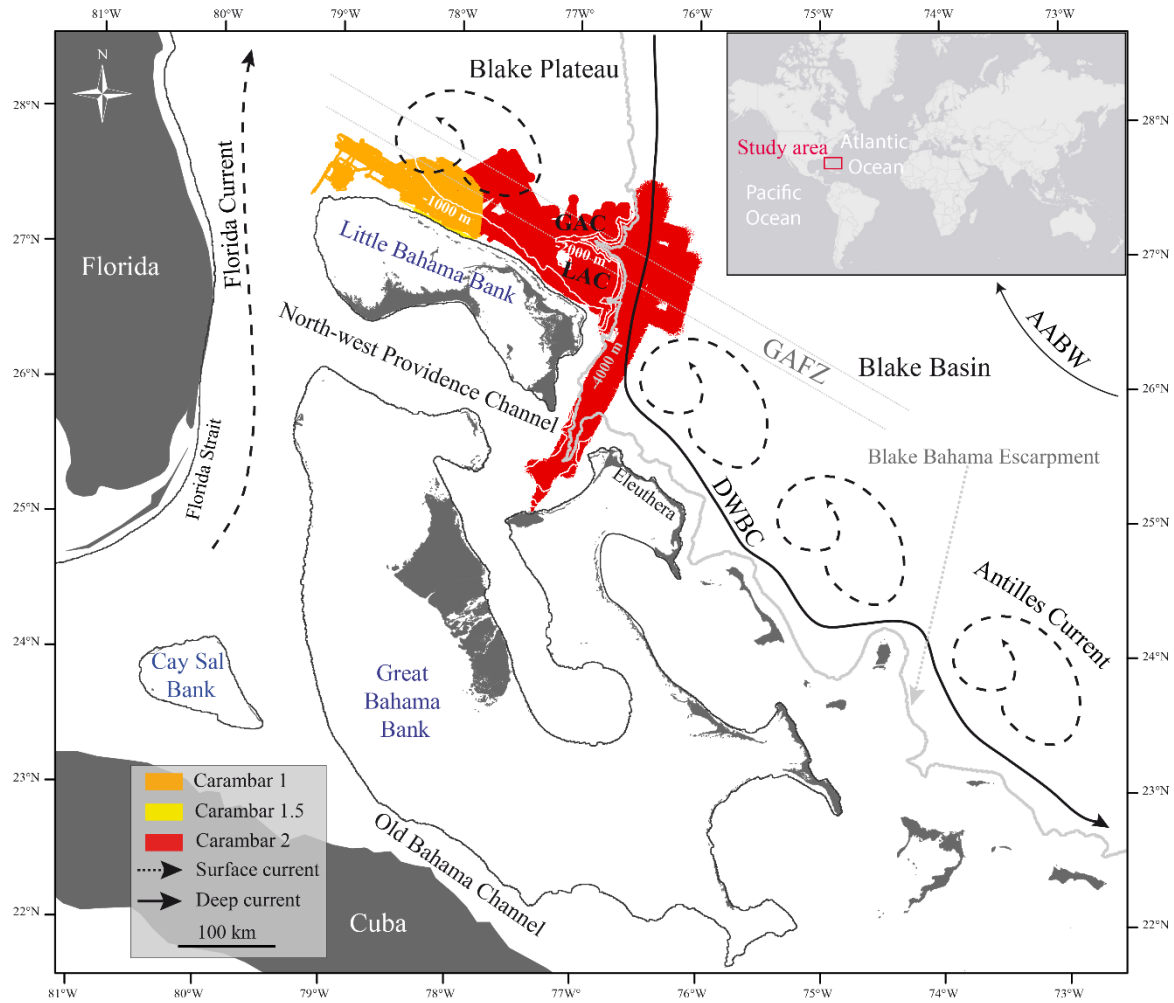


Fig. 4-1: Geographical context of the study including Carambar 1 Leg 2, Carambar 1.5 and Carambar 2 Leg 1 survey location. GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; GAFZ = Great Abaco Fracture Zone (thin grey line); DWBC = Deep Western Boundary Current; AABW = Antarctic Bottom Water.

4.4 Regional settings

4.4.1 Physiography and oceanography

The Bahamian platforms form an almost pure marine carbonate sedimentary system isolated from the siliciclastic terrigenous continental input by deep channels and escarpments. Platforms, slopes and the abyssal plain developed over a wide marine area (over 32 000 km²) which is supplied by a tropical carbonate factory (Schlager, 2005). The archipelago is located on the western margin of the Atlantic Ocean. Covering more than 300 000 km², this archipelago is composed of more than 700 islands and is bordered by the Blake Bahama Escarpment to the east (BBE; Buchan, 2000), the contouritic Blake Plateau (BP) to the north, the Old Bahama Channel to the south and the Florida Strait to the west (Fig. 4-1). Several islands are developed in the north and centre of the Bahamas on two large carbonate platforms, the Little Bahama Bank (LBB) and the Great Bahama Bank (GBB), which are separated by the North-west Providence Channel (Fig. 4-1).

The Little Bahama Bank is the second largest isolated platform in the Bahamas and is located in the northernmost part of the archipelago (Fig. 4-1). The north-western side of the slope is characterized by the ‘Little Bahama Bank drift’, a modern periplatform drift, mainly supplied by off-bank sediment transport from the near-by carbonate platform (Chabaud et al., 2016). The development of such carbonate drift in this particular location results from the combined action of currents and sediment supply (Mullins et al., 1980; Betzler et al., 2014; Tournadour et al., 2015; Chabaud et al., 2016). The north-eastern slope of the Little Bahama Bank is incised by two 163 km and 56 km long carbonate canyons, the Great Abaco Canyon (GAC) and the Little Abaco Canyon (LAC; Mulder et al., 2018a), respectively, with their mouths opening to the Blake Basin and extending to the toe of the Blake Bahama Escarpment at 5000 m water depth (Fig. 4-2).

The physiography, sediment transport and deposition processes of the Bahamian carbonate platforms also depend on ocean circulation and currents. In particular, two main currents affect the Little Bahama Bank (Fig. 4-1): the Antilles Current and the Florida Current. The Antilles Current flows northward along the eastern side of the LBB and is composed of water coming from the south (Fig. 4-1). To the west of the LBB, the Florida Current also flows northward and is formed by waters from both the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico. North of the Little Bahama Bank, at the exit of the Florida Strait, these two currents merge to form the Gulf Stream (Fig. 4-1 ; Neumann and Pierson, 1966; Richardson, 1977). The Deep Western Boundary Current (DWBC; Fig. 4-1) is a deep current (1000 to 5000 m deep) flowing southward along the BBE at about 70 cm/s (Charles D. Hollister and Heezen, 1972). It corresponds to the deepest part of the North Atlantic Deep Water (NADW; (Meinen et al., 2004). Fauquembergue, (2018) suggested that another current, the Antarctic Bottom Water (AABW; Fig. 4-1) might have affected the deeper part (>4800 m) of the study area in the past, especially during glacial periods.

4.4.2 Climate

The climate in the Bahamas archipelago is tropical and bi-seasonal. Precipitation is abundant during summer, while winters are dry, and the annual temperature average ca 25°C. The mean annual rainfall is 857 mm and increases northward (Buchan, 2000). Hurricanes hit the archipelago from August to

October three times every four years on average (Buchan, 2000), and on average over the year, cold fronts affect it 23 times (Hardy and Henderson, 2003).

4.4.3 Geological context

The present-day physiography of the Bahamas resulted from successive tectonic phases initiated by Pangaea dislocation during the Jurassic (Coates et al., 2004; Duncan and Hargraves, 1984; Engebretson et al., 1985; James, 2009; Meschede and Frisch, 1998; Pindell, 1994; Ross and Scotese, 1988). The Bahamas giant carbonate platform initiation began during Late Jurassic rifting with accumulation of shallow marine deposits and evaporites until the Early Cretaceous (Austin et al., 1986; Sheridan et al., 1988). This giant platform extended from the Blake Plateau to the Blake Bahama Escarpment where a reef system developed (Sheridan et al., 1988) and allowed the development of the Little Bahama Bank (Sheridan and Osburn, 1975; Austin et al., 1986; Sheridan et al., 1988). The Atlantic crust was affected by fracture zones due to rifting activity associated to the Pangaea Dislocation. In particular, regional magnetic data reveals the presence of the Bahama Fracture zone or Great Abaco Fracture zone which affects the northern sector of the Bahamas (Fig. 4-1; Sheridan & Osburn, 1975; Benson et al., 1978; Mullins et al., 1982).

4.4.4 Sediment exports

Part of the offshore material exported from the platform is transported through dense hyperpycnal water sinking in the ocean (P. A. Wilson and Roberts, 1995). This process, called density cascading, is very efficient and some high-density cascading events are able to transport coarse-grained sediment to the slope (P. A. Wilson and Roberts, 1995). Density cascading is strongly controlled by seasonal changes. In summer, heat and moisture are parameters controlling processes such as evaporation, which can cause a slight increase in salinity and therefore can trigger density-driven flows (Wilson and Roberts, 1992, 1995). In winter, cold fronts generate density disequilibrium between the shallow platform and ocean surface waters. Surface waters are cooled by the cold front, enhancing evaporation and increasing salinity, and ultimately leading to the sinking of dense post-cold front platform waters (Wilson and Roberts, 1992, 1995). During cold front events, the fine-grained, bank-derived material is exported by density cascading and deposited on the uppermost slope, forming the Holocene wedge (Fauquembergue et al., 2018). During periods of major flooding of the Little Bahama Bank corresponding to sea-level highstands in the Late Pleistocene, off-bank transport was the main transport process from the carbonate bank to the slope (Hine and Neumann, 1977; Hine et al., 1981; Chabaud et al., 2016). The ‘spin circle’, a circular flow pattern induced by ebb and flood currents around shoals, promotes the accumulation of ooids in tidal deltas (Reeder and Rankey, 2009; Mulder et al., 2017). Only fine-grained mud can be partially exported through the ebb-flood sediment transport (tidal flushing) that occurs predominantly after storms (Mulder et al., 2017). This sediment flushing supports off-bank transport: the fine bank-derived fraction, when mixing with pelagic production, leads to the formation of the periplatform ooze on the uppermost slope (Chabaud et al., 2016). Pelagic sedimentation is the predominant process at play in the study area, while the deposition of off-bank material is concentrated in the Little Bahama Bank drift (Fauquembergue, 2018).

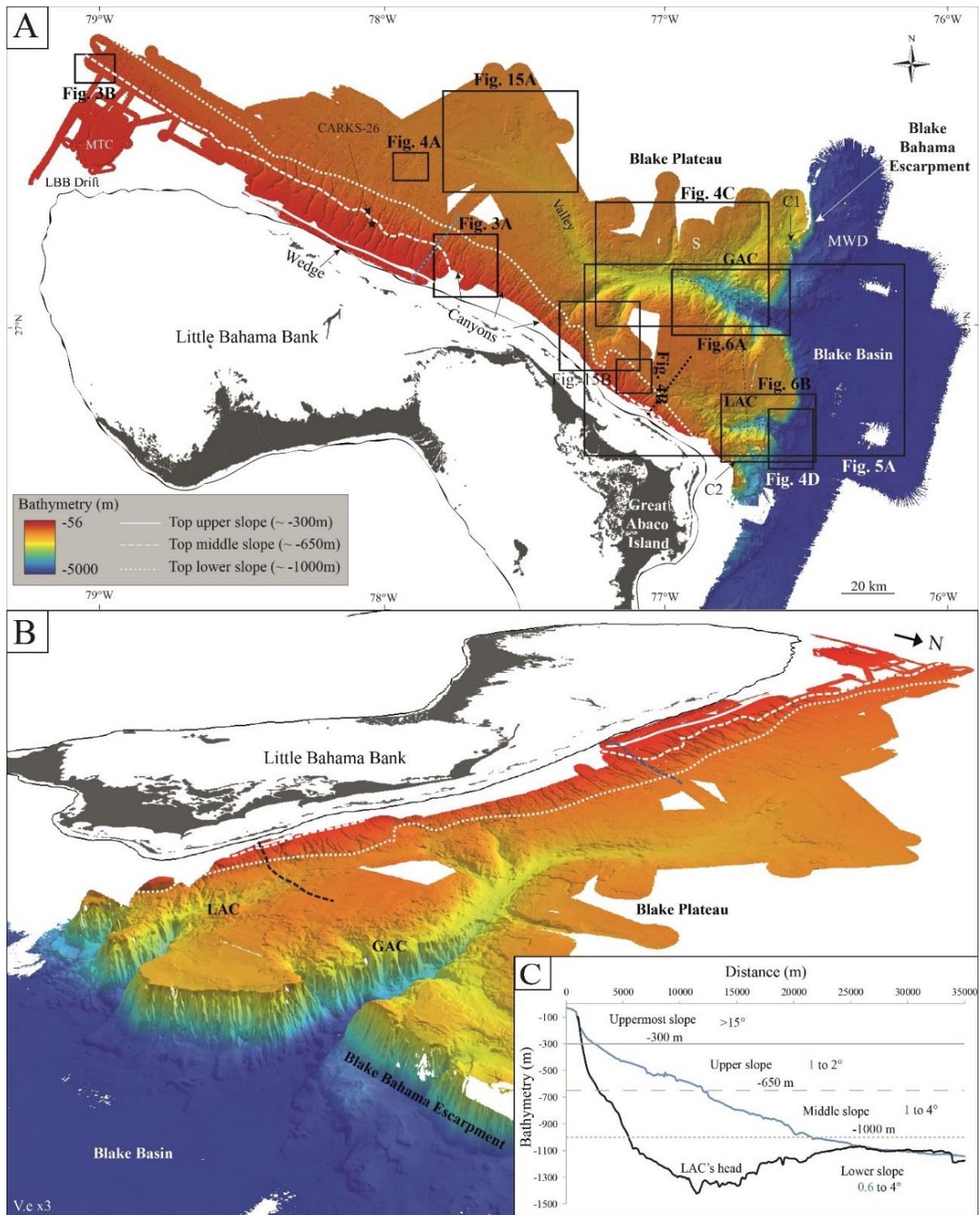
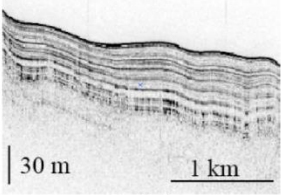
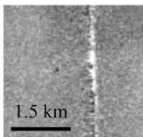

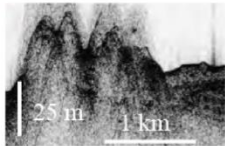
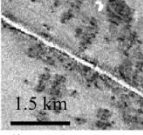

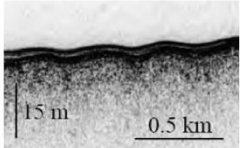
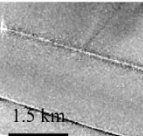

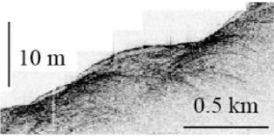
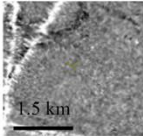

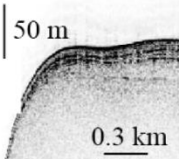
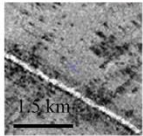

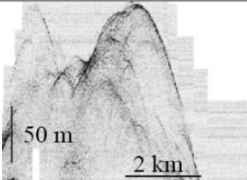
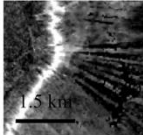

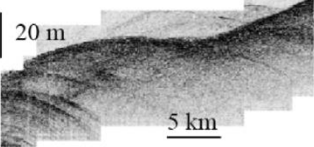
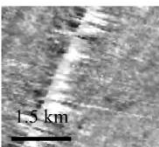



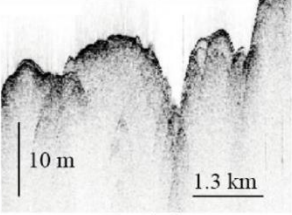
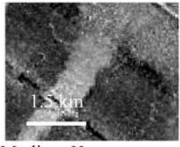

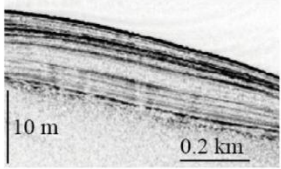
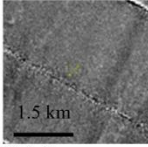

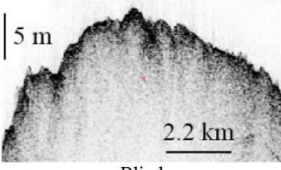
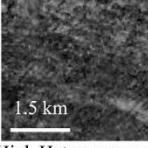

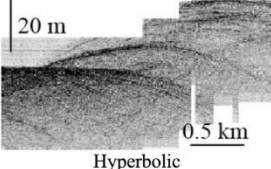
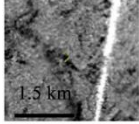

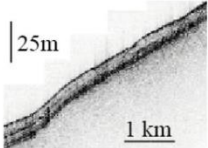
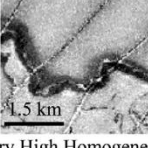

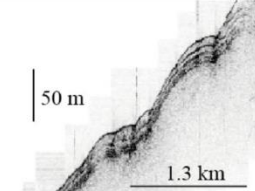
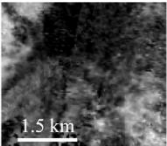

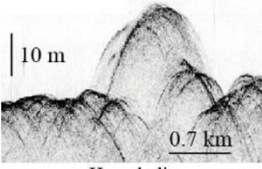
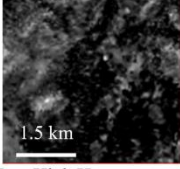

Fig. 4-2: (A) Overview of Little Bahama Bank (LBB) slope morphology evidenced by bathymetric data. Black squares show the locations of subsequent figures and tables. Location of the different slope domain limits is also shown. (B) Three-dimensional east-west view of the study area. White lines: location of different slope domain limits. Black and blue dashed lines = location of profiles in (C). Vertical exaggeration x3. (C) Little Bahama Bank slope profiles with respective slope domains. GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; MWD = mass wasting deposits; sw = sediment waves; s = slides; MTC = mass transport complex.

4.5 Data and Methods

The Carambar project aims at understanding the sediment transfer between the platform and the deep basin in a terrigenous-free carbonate environment. Leg 2 of the Carambar cruise (Fig. 1; November 2010 on the R/V *Le Suroît*) was dedicated to the study of the north-west slope of the Little Bahama Bank (Fig. 4-1 ; Tournadour et al., 2015, 2017; Chabaud et al., 2016). Carambar 1.5 cruise (November 2014 on the R/V *F.G. Walton Smith*) focused on the uppermost slope of the LBB (Fig. 4-1 ; Mulder et al., 2012a). The north-eastern sector of the Little Bahama Bank slope and the abyssal plain, including the Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon, were studied during Leg 1 of the Carambar 2 cruise (December 2016 on the R/V *L'Atalante*; Fig. 4-1; (Mulder et al., 2018a). Bathymetric and backscatter data from a Kongsberg EM302 (Carambar) (Kongsberg Group, Kongsberg, Norway), a Teledyne Reson Seabat 7125 (Carambar 1.5) (Teledyne Technologies Inc., Thousand Oaks, CA, USA) and a Kongsberg EM122/EM710 (Carambar 2), as well as Very High Resolution (VHR) (Chirp) and high resolution seismic data from four air guns and a 192-channel streamer were acquired simultaneously during each cruise covering more than 24 650 km² (Fig. 4-1). The multibeam echo-sounders are characterized by a transmission frequency operating between 50 m and 12 000 m depth. This allows the simultaneous acquisition of: (i) bathymetric data based on the calculation of the round-trip time of the emitted acoustic waves; and (ii) acoustic reflectivity, a function of the intensity of the backscattered signal dependent on the lithology of superficial sediments (i.e. nature and induration/lithification). The bathymetric data were cleaned of aberrant probes with the CARAIBES software (©Ifremer) and the reflectivity data were compensated for signal directivity with the SonarScope software (©Ifremer, Augustin & Lurton, 2005). These data were then gridded to obtain bathymetric and acoustic reflectivity maps with a spatial resolution of 25 m (Carambar 1 and Carambar 1.5) to 50 m (Carambar 2). Gravity cores with a length ranging between 1 to 11 m were also recovered with a Kullenberg coring system. During the three cruises, the 'Chirp' sub-bottom profiler provided more than 5496 km of VHR seismic profiles penetrating up to 60 to 80 ms two-way travel time. The definition of seismic facies was based on these datasets, using backscatter, geometry, amplitude and continuity of the seismic reflections to establish a facies classification. To facilitate the exploitation of this large dataset, morphological and sedimentological structures were defined according to a backscatter classification based on acoustic facies and a VHR seismic classification based on echofacies. Changes in backscatter values correspond to variations in nature, texture and state of the sediments and/or the sea-bed morphology (Hanquiez et al., 2007, 2010; Principaud et al., 2018) while the VHR seismic profiles reveals subsurface geometry characteristics and small-scale morphology (for example, seafloor rugosity). For the acoustic facies, the categories are based on the amplitude of the reflectivity and on the patterns observed. For the echofacies, the categories are based on the amplitude and geometry of the reflectors. These classifications provide information regarding seafloor and subsurface sedimentological parameters. Studies in siliciclastic (Damuth and Hayes, 1977; Damuth, 1980; Hanquiez et al., 2007, 2010) and carbonate environments (Mullins et al., 1984; Mullins and Neumann, 1979; Principaud et al., 2018; Tournadour, 2015) linking echofacies and lithology provide a basis for interpreting these echofacies in terms of depositional environments and allows for calibration of interpretations. The association of acoustic facies, echofacies and morphobathymetry were integrated in a general classification of sedimentary facies (Tab. 4-1). Various spatial analyses and maps were produced using ArcGIS for Desktop software (©Esri).

Chapitre 4 : Geomorphology of a modern carbonate slope system

| VHR seismic | Backscatter | Facies | Legend | Facies number |
|---|--|----------------------------|---|---------------|
|  <p>30 m 1 km</p> <p>Bedded</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Homogeneous</p> | Hemipelagic sedimentation |  | 1 |
|  <p>25 m 1 km</p> <p>Hyperbolic</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Heterogeneous patchy</p> | Carbonate mounds |  | 2 |
|  <p>15 m 0.5 km</p> <p>Blind</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Homogeneous</p> | Periplatform ooze deposits |  | 3 |
|  <p>10 m 0.5 km</p> <p>Combined I (blind + hyperbolic)</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Homogeneous</p> | Turbidites |  | 4 |
|  <p>50 m 0.3 km</p> <p>Bedded/blind</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Punctuated Heterogeneous</p> | Base of slope deposits |  | 5 |
|  <p>50 m 2 km</p> <p>Hyperbolic</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Very High Heterogeneous</p> | Mass wasting deposits |  | 6 |
|  <p>20 m 5 km</p> <p>Combined I (hyperbolic + blind)</p> |  <p>1.5 km</p> <p>Medium Homogeneous</p> | Abyssal plain |  | 7 |

| VHR seismic | Backscatter | Facies | Legend | Facies number |
|--|---|-------------------------|---|---------------|
|  <p>Hyperbolic</p> |  <p>Medium Homogeneous</p> | Canyons |  | 8 |
|  <p>Bedded</p> |  <p>High Homogeneous</p> | Nodular ooze |  | 9 |
|  <p>Blind</p> |  <p>High Heterogeneous</p> | Hardground |  | 10 |
|  <p>Hyperbolic</p> |  <p>Medium Heterogeneous Punctuated</p> | Slides |  | 11 |
|  <p>Bedded</p> |  <p>Very High Homogeneous Followed by Medium Homogeneous</p> | MTC Hardground |  | 12 |
|  <p>Combined II (hyperbolic+bedded)</p> |  <p>Very High Heterogeneous</p> | GAC,LAC, tributaries |  | 13 |
|  <p>Hyperbolic</p> |  <p>Very High Heterogeneous</p> | BBE |  | 14 |

Tab. 4-1 : Sedimentary facies interpretations using both acoustic facies, echofacies and bathymetry. Location of the acoustic facies on Fig. 4-7. The Very High Resolution (VHR) facies are located at the same place as the reflectivity data.

4.6 Results

4.6.1 Little Bahama Bank slope, Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon morphology

The north slope of the Little Bahama Bank can be subdivided in four parts according to slope morphology (Fig. 4-2A to C). These subdivisions are based on previous work (Rankey and Doolittle, 2012; Tournadour, 2015) and redefined considering the new bathymetric data provided by the Carambar 2 cruise which evidence a steeper slope than the previous domains. These redefined subdivisions were introduced to assure the homogeneity and logical continuity of domains from the eastern and western sectors of the study area (Fig. 4-C). The adapted domains reflect the morphology of both the western and eastern sides of the Little Bahama Bank slope.

1. The uppermost slope extends from the platform edge to 240 to 300 m water depth. It is relatively smooth, constitutes the steepest ($>15^\circ$) slope of the LBB and includes a sediment wedge (Fig. 4-2A to C; Mulder et al., 2012b; Fauquembergue et al., 2018). This wedge can reach up to 35 m in thickness, is mainly Holocene in age and is separated from the platform by four 10 to 20 m deep and 50 km wide terraces (Mulder et al., 2012b; Fauquembergue et al., 2018).
2. The upper slope extends from 240 to 300 m to 650 m water depth. It has a gradient of 1 to 2° and is incised by slope canyons (Fig. 4-2A to C). Only the linear part of these canyons is included in this slope sector. A mass transport complex (MTC) was described by Tournadour et al. (2015) in its westernmost part (Fig. 4-2).

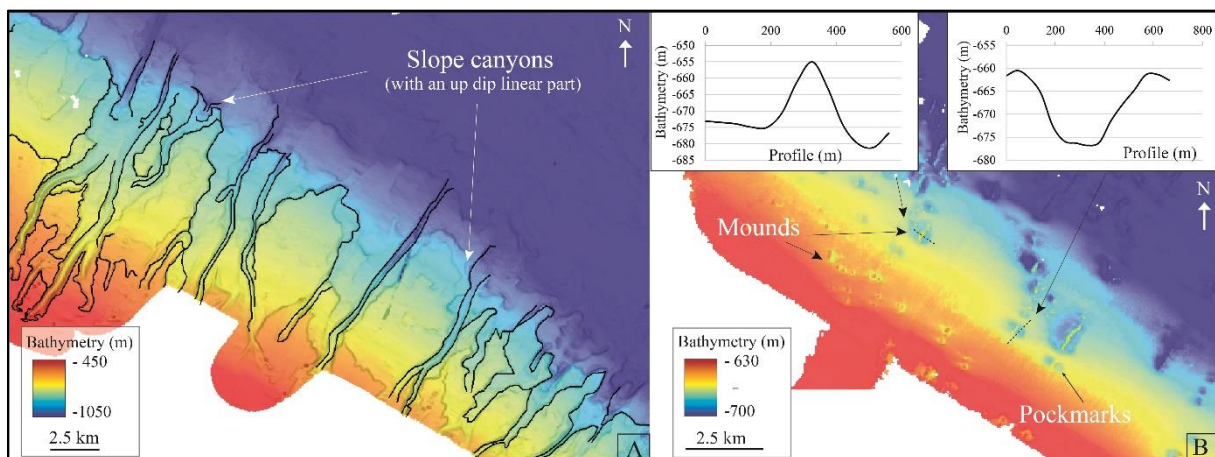


Fig. 4-3 : (A) Close-up of the bathymetry of the slope canyons with an up dip linear part (see location on Fig. 2). Canyon flanks represented in black lines. (B) High resolution bathymetry of the mounds and pockmarks with associated profiles.

3. The middle slope extends from 650 to 1000 m water depth and its gradient increases from 1° in the west to 3 to 4° in the east (Fig. 4-2A to C). This slope is incised by the slope canyon (Fig. 4-3A). Bathymetric highs followed by depressions represent slide scars. They affect the part of the slope situated between the canyons all along the slope. Other structures such as carbonate mounds and pockmarks are situated in the western part of the middle slope (Fig. 4-3B).

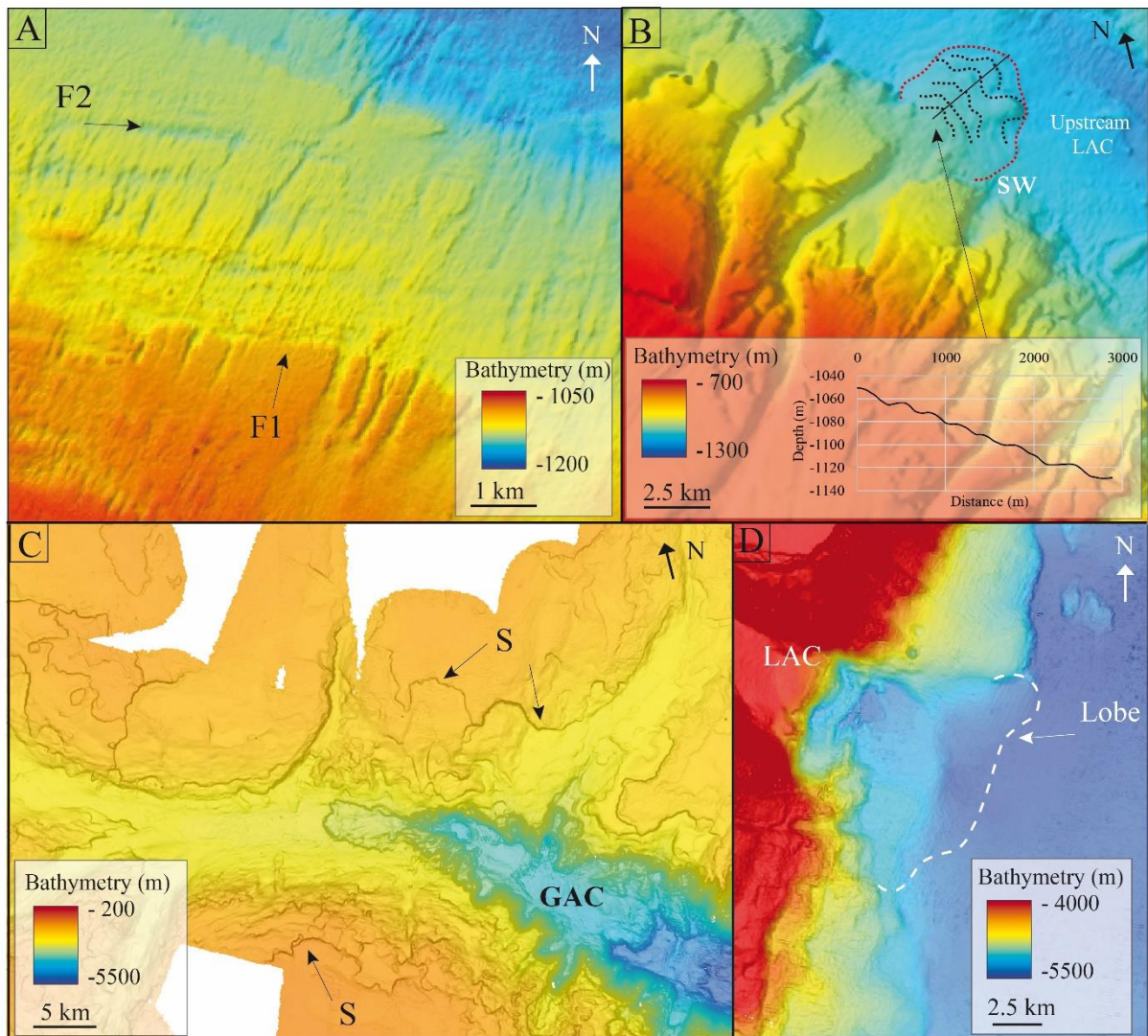


Fig. 4-4: Distinctive morphological features of the Little Bahama Bank (LBB) lower slope (see location on Fig. 2). (A) Close up of cross-cutting furrows F1 and F2 affecting the lower slope. (B) Close-up of the sediment waves (SW; dotted black line; graphic representing depth profile) over the lobe (dotted red line) at an eastern slope canyon mouth. (C) Close-up of the slides (S) affecting the Great Abaco Canyon flanks. (D) Close-up of the Little Abaco Canyon mouth showing the location of the sediment lobe (LAC Lobe).

4. The lower slope extends from 1000 to 1500 m water depth with a gradient increasing towards the abyssal plain from 0.6 to 4° (Fig. 4-2A to C). In this part of the slope, several structures can be observed. 1 to 20 m deep straight, parallel furrows affect the seafloor

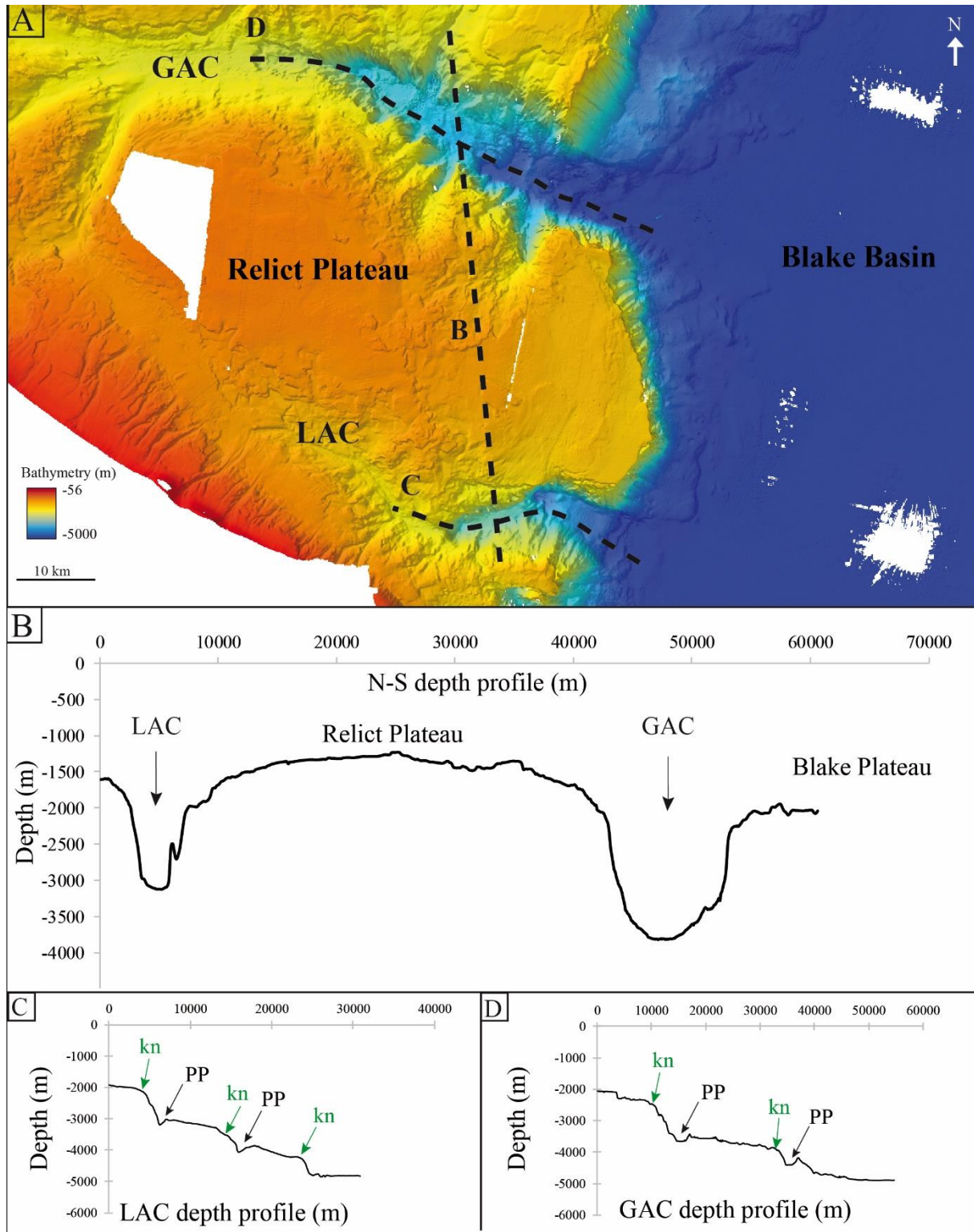


Fig. 4-5: (A) Close-up of the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon and depth profile locations (see location on Fig. 2). (B) North-south profiles of the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon displaying U shaped canyons. (C) Little Abaco Canyon longitudinal depth profile. (D) Great Abaco Canyon longitudinal depth profile. PP = plunge pool; kn = knickpoint.

mostly in the west (Fig. 4-4A). Other erosional 1 to 10 m deep furrows oriented N300 to N270 cross-cut the former furrows and extend eastward (Fig. 4-4A). Both types of furrows extend over several kilometers and are spaced hundreds of meters apart. Undulated structures with a 5 m amplitude can be observed on the seafloor upstream of the Little Abaco Canyon (Fig. 4-4B). In the northern part of the study area, the Blake Plateau dips towards the east with a gradient of 0.5° between ca 1200 to 1600 m water depths. Mass movements, which are evidenced by scars ('S'; Fig. 4-4C), gullies and a valley leading to the Great Abaco Canyon also dissect this plateau. The Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon are U-shaped (with a length of 163 km and 56 km respectively; Fig. 4-5A). These two canyons are punctuated by knickpoints and oversized chutes (Fig. 4-5C and D). These chutes are over 500 m high and are followed by 279 m, 113 m (LAC), 150 m, 140 m and 113 m (GAC) depressions called plunge pools (Fig. 4-5, Fig. 4-6 ; Mulder et al., 2018a). The GAC and LAC are parallel to the LBB edge and are aligned with the Great Abaco Fracture Zone (GAFZ), whereas the upper and middle slope of the LBB are affected by canyon incisions that are perpendicular to the margin. South of the Great Abaco Canyon, a relict plateau situated at 1000 m water depth displays evidence of mass movement ('S'; Fig. 4-4C) and is incised by two valleys. Twenty kilometers away from the Great Abaco Canyon and 7 km south of the Little Abaco Canyon, two 5 km long canyons incise the Blake Plateau and the slope through the Blake Bahama Escarpment, respectively (Fig. 4-2A). The south-east limit of the plateau consists of the SSW–NNE oriented Blake Bahama Escarpment (Fig. 4-2). This feature is a 2000 m high and 60° steep escarpment. It separates the Blake Plateau from the Atlantic Abyssal Plain lying at 4900 m water depth. The bathymetry shows 50 km long chaotic deposits extending over 20 km away from the escarpment [mass wasting deposits (MWD); Fig. 4-2A]. A more than 200 m thick sediment bulge extends at the mouth of the Great Abaco Canyon in the abyssal plain.

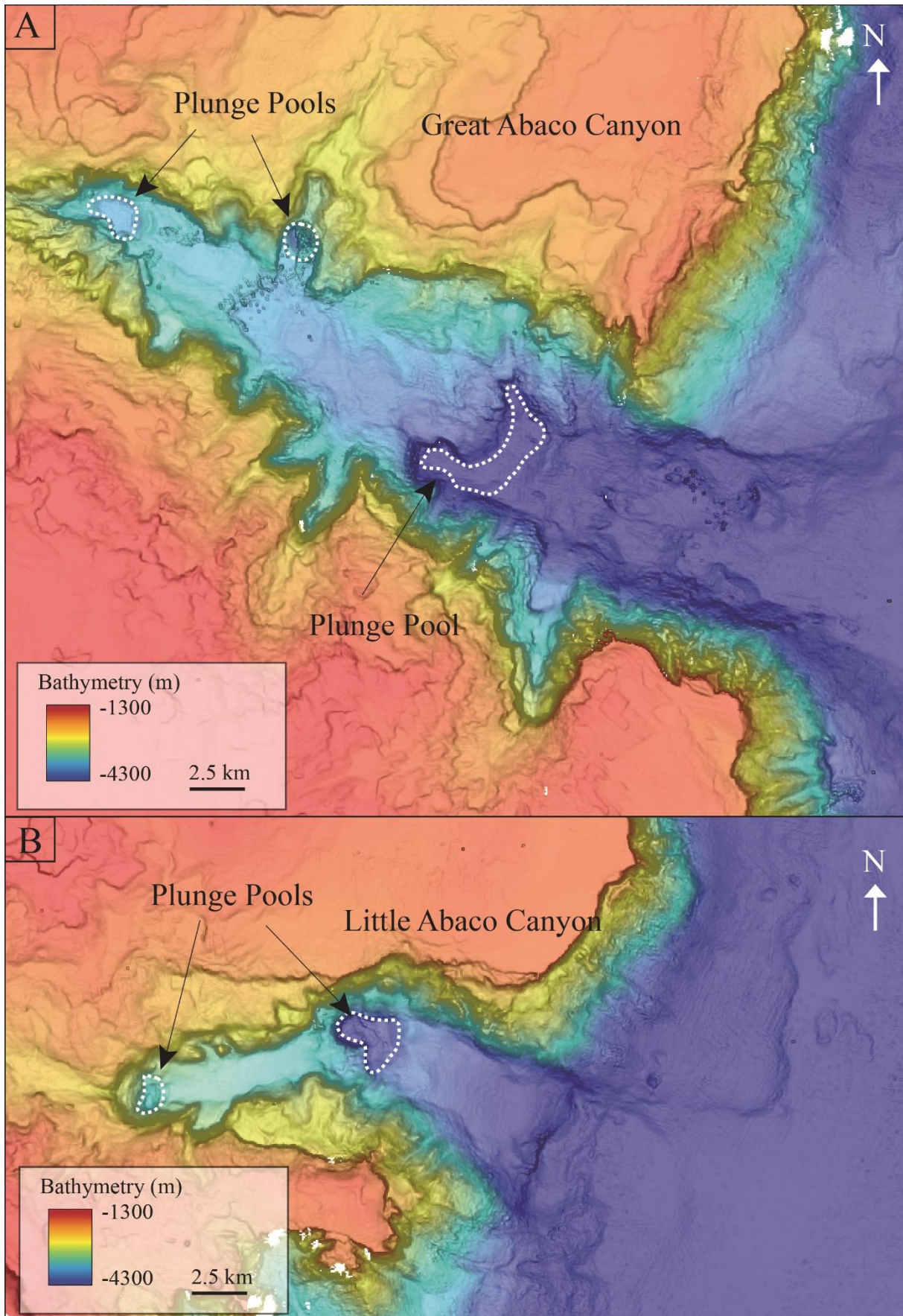


Fig. 4-6: High-resolution bathymetry of the distal part of the canyons showing the plunge pools (white dashed lines) of the Great Abaco Canyon (A) and Little Abaco Canyon (B).




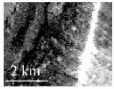

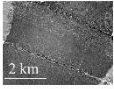

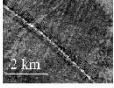

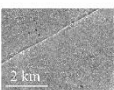

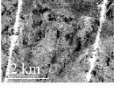

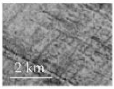

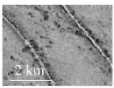
4.6.2 Acoustic facies

The identification of acoustic facies is based on the intensity of the backscatter and the patterns of reflections observed inside (Fig. 4-7). In this work, the darkest colours correspond to high-reflectivity (implying either coarse sediments, indurated sediments or both) and lighter colours correspond to low reflectivity (finer and softer sediments). In the study area, backscatter tones can be subdivided into eight categories (Tab. 4-2; Fig. 4-8).



Fig. 4-7: Backscatter map of the northern Little Bahama Bank (LBB) slope. White boxes represent the location of the acoustic facies and echofacies summarized in Tab. 4-1.

1. The very high-reflectivity homogeneous acoustic facies is observed only in few parts of the study area. This acoustic facies is found: (i) at the toe of the Blake Bahama Escarpment; (ii) in the 5 km long canyon in the northern sector of the Great Abaco Canyon; (iii) in the steepest part of the Great Abaco Canyon; and (iv) in the flanks of the Little Abaco Canyon (Fig. 4-8). In the western sector of the study area, this facies makes up: (i) the uppermost slope; (ii) the area upstream from the small canyons; as well as (iii) the edge of the scars between canyons.

| Legend | Backscatter | Facies | Description |
|--|--|---------------------------------|--|
|  |  | Very high homogenous | Very high homogenous reflectivity |
|  |  | Very-high heterogeneous | Very-high reflectivity with patches of high reflectivity |
|  |  | High homogeneous | High homogeneous reflectivity |
|  |  | High heterogeneous | High reflectivity with medium reflectivity lineations |
|  |  | Medium homogeneous | Medium homogeneous reflectivity |
|  |  | Medium patchy heterogeneous | Medium reflectivity with patches of high reflectivity |
|  |  | Medium undulated heterogeneous | Medium reflectivity with high reflectivity undulated structures |
|  |  | Medium punctuated heterogeneous | Medium reflectivity with small circular patches of high reflectivity |

Tab. 4-2: Classification and description of acoustic facies.

2. The very high-reflectivity heterogeneous acoustic facies (Tab. 4-2) is characterized by alternation of very-high reflectivity and patches of high reflectivity. It is associated with the main part of the flank of the Blake Bahama Escarpment and both sides of the Great Abaco Canyon (Fig. 4-8).

3. The high-reflectivity homogeneous acoustic facies covers a large part of the upper slope and proximal part of the abyssal plain (Fig. 4-8). It was evidenced between the canyons that incise the western part of the upper slope, and in the MTC structure on the eastern sector as well as on the Blake Plateau. This facies also corresponds to a part of the flank of the Blake Bahama Escarpment and the deposits contiguous to the Blake Bahama Escarpment between the Little Abaco Canyon and the Great Abaco Canyon and north of the Great Abaco Canyon, in the deep basin. It also covers the 5 km long canyon south of Little Abaco Canyon.

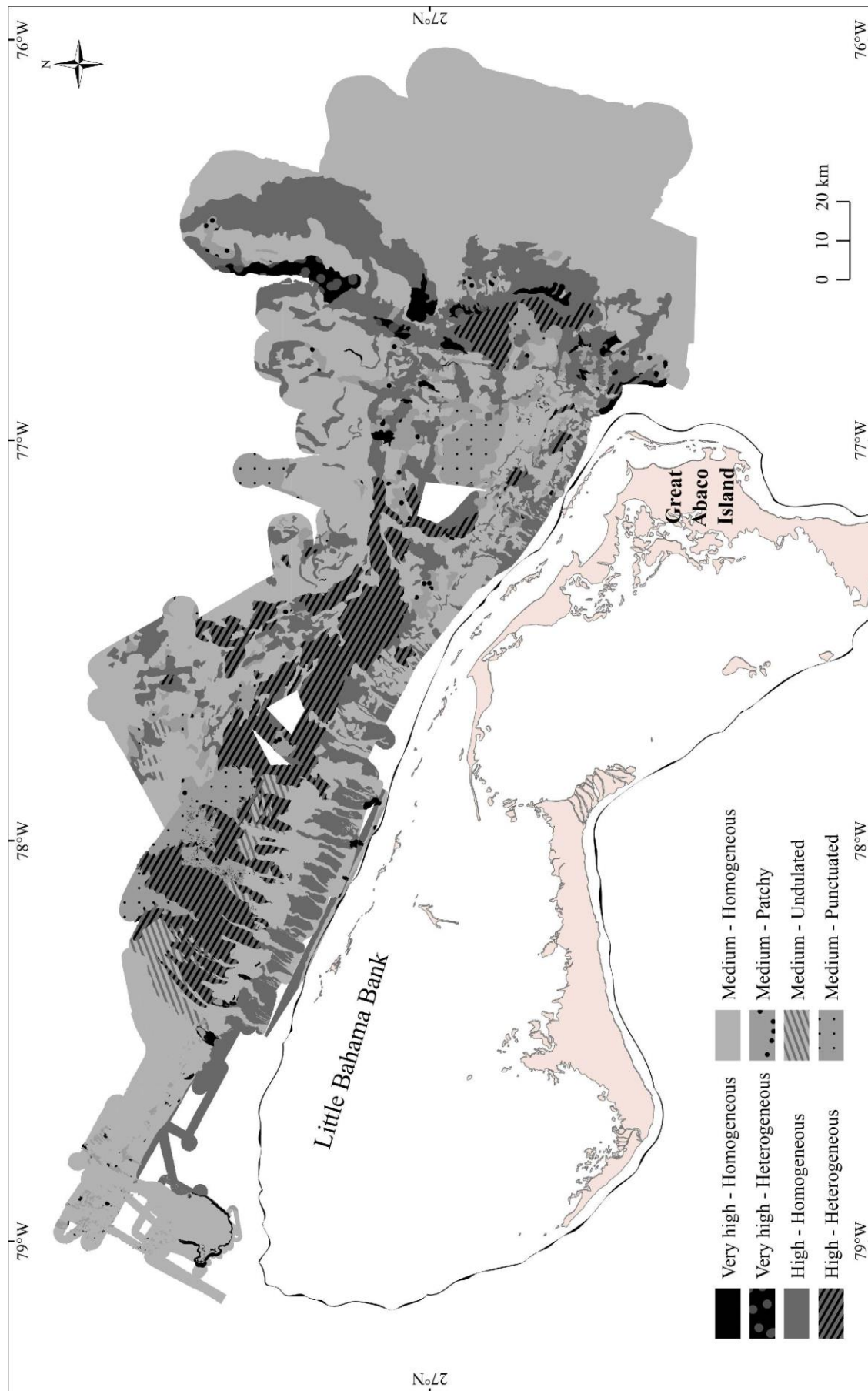
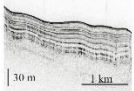
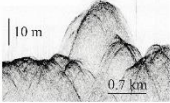
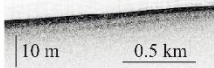

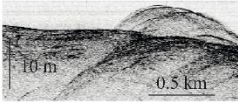

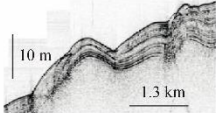


Fig. 4-8: Acoustic facies distribution on the northern Little Bahama Bank (LBB) slope.

4. The high-reflectivity heterogeneous acoustic facies corresponds to high-reflectivity with medium reflectivity lineations of two types: (i) lineations extending from the canyons in the western part of the slope and the valley feeding the giant canyons; and (ii) N300 to N270 oriented lineations in the eastern Little Bahama Bank lower slope (Tournadour, 2015). This area also covers a part of the relict plateau between the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon (Fig. 4-8).
5. The medium homogeneous reflectivity acoustic facies is the most frequent acoustic facies encountered² in the study area. It covers the abyssal plain, the canyons incising the upper slope, the smooth parts of the middle slope and the western part of the study area including the smooth parts of the Blake Plateau at the lower slope.
6. The medium patchy heterogeneous reflectivity acoustic facies corresponds to medium reflectivity with patches of high reflectivity. It is present at the transitions between high acoustic facies and medium acoustic facies in the lower slope (Fig. 4-8).
7. The medium undulated heterogeneous reflectivity acoustic facies is characterized by medium reflectivity with high-reflectivity undulated structures. It is mostly present in the western part of the slope and corresponds to the transition between the furrows of different slope canyons (Fig. 4-8).
8. The medium punctuated heterogeneous reflectivity acoustic facies is characterized by medium reflectivity with small circular patches of high reflectivity with a diameter of 100 to 200 m. It covers a large part of the relict plateau between the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon, areas at the end of the furrows in the western part of the study area and some parts of the Blake Plateau (Fig. 4-8).

4.6.3 Echofacies mapping

The VHR seismic mapping was realized using an echofacies classification based on the amplitude and the geometry of the seismic signal (Tab. 4-3). Five echofacies can be defined in the study area (Tab. 4-3; Fig. 4-9).

| Legend | Very High Resolution Seismic (VHR) | Echofacies | Description |
|--|--|--------------------------------------|---|
| 1 |  | Bedded | Continuous parallel low to high amplitude reflectors |
| 2 |  | Hyperbolic | Chaotic hyperbolic-shaped high amplitude reflectors |
| 3 |  | Blind | Surficial reflector of very-high amplitude with diffuse facies (underlying reflectors cannot be identified) |
|  |  | Combined I (Hyperbolic + blind) | High amplitude hyperbolic-shaped reflectors which are less defined and more diffuse with depth |
|  |  | Combined II (Hyperbolic + bedded) | Parallel continuous low to high amplitude reflectors extending from hyperbolic-shaped reflectors |

Tab. 4-3: Classification and description of echofacies.

1. The bedded echofacies covers the majority of the western part of the upper slope (unaffected by canyons), the uppermost slope wedge, the sediment over the MTC, the part without slides of the Blake Plateau and the northern part of the deep basin, at the mouth of the Great Abaco Canyon (Fig. 4-9). It is found predominantly in areas with a gentle slope (≤ 1).
2. The hyperbolic echofacies occurs where the slope is steeper, when the slope abruptly changes, in the canyons incising the upper slope, in the Great Abaco Canyon and Little Abaco Canyon, in the 5 km long canyons C1 and C2 (Fig. 4-2 and Fig. 4-9), and on the Blake Bahama Escarpment and its associated deposits (Fig. 4-9).
3. The blind echofacies is the least developed of the facies. It corresponds to the shallower part of the uppermost slope of the study area and appears sparsely in the Blake Bahama Escarpment and on plane surfaces of the Blake Plateau. It also covers the smooth areas separating the furrows on the western lower slope.
4. The combined I (hyperbolic + blind) echofacies corresponds to slightly diffuse bedded reflections with hyperboles. This facies covers two major parts of the study area: (i) the southern part of the basin at the mouth of the Little Abaco Canyon; and (ii) the western part of the study area in the lower slope corresponding to the mouths of the slope canyons (Fig. 4-9). This last part overlaps the furrows and the N300 lineations affecting the seafloor.

5. Combined I echofacies covers an important part of the head of the Great Abaco Canyon. It also appears more locally upstream of failure scars that cover part of the Blake Plateau. The combined II (hyperbolic + bedded) echofacies corresponds to bedded reflections overlying the hyperboles. It appears mainly in the tributaries feeding the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon as well as on the flanks of the Great Abaco Canyon (Fig. 4-9). This echofacies is also present in the canyons of the east upper slope, in patches on the Blake Plateau, in the mass wasting deposits and in the eastern part of the basin.

The combined study of bathymetry, acoustic facies and echofacies compared with previous studies (Hanquiez et al., 2007, 2010; Tournadour, 2015; Principaud et al., 2018) allowed for the definition for 4 different domains, which are each associated with different processes (Tab. 4-1; Fig. 4-10, Fig. 4-11 and Fig. 4-12A).

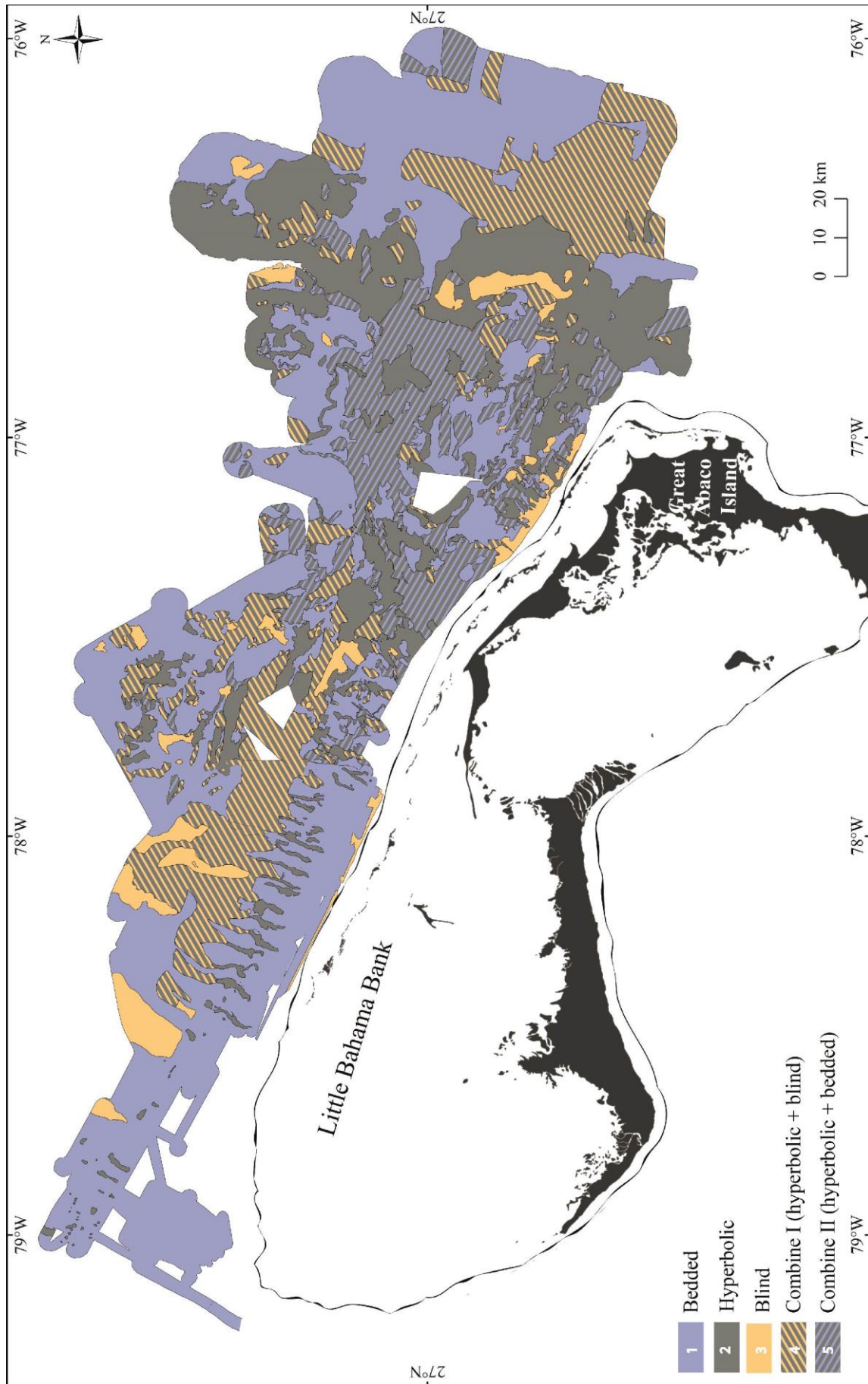


Fig. 4-9: Echofacies distribution on the northern Little Bahama Bank (LBB) slope.

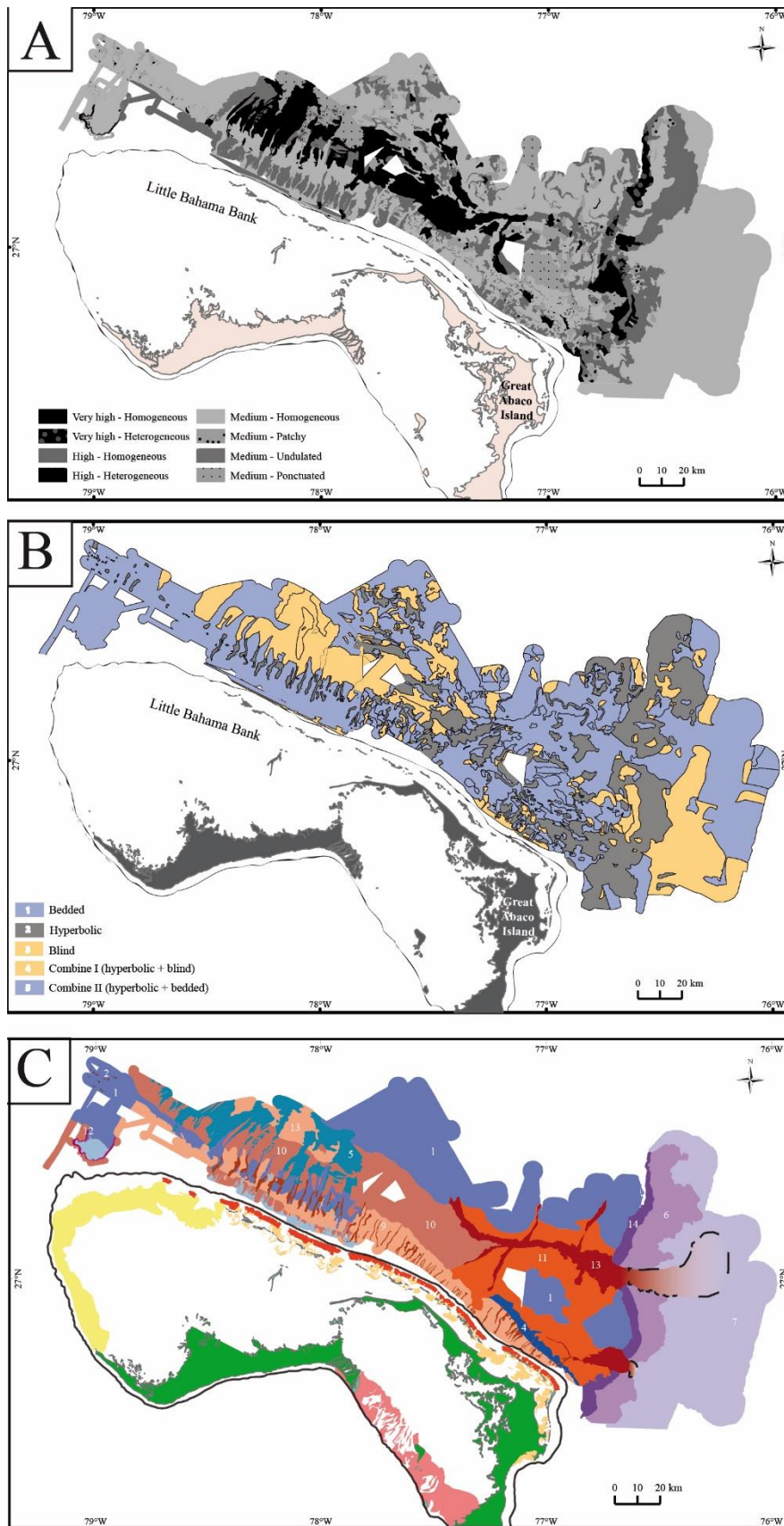


Fig. 4-10 : Synthetic map of the northern Little Bahama Bank (LBB) slope sedimentary processes (C) obtained by the integration of acoustic facies (A) and echofacies (B) distributions.

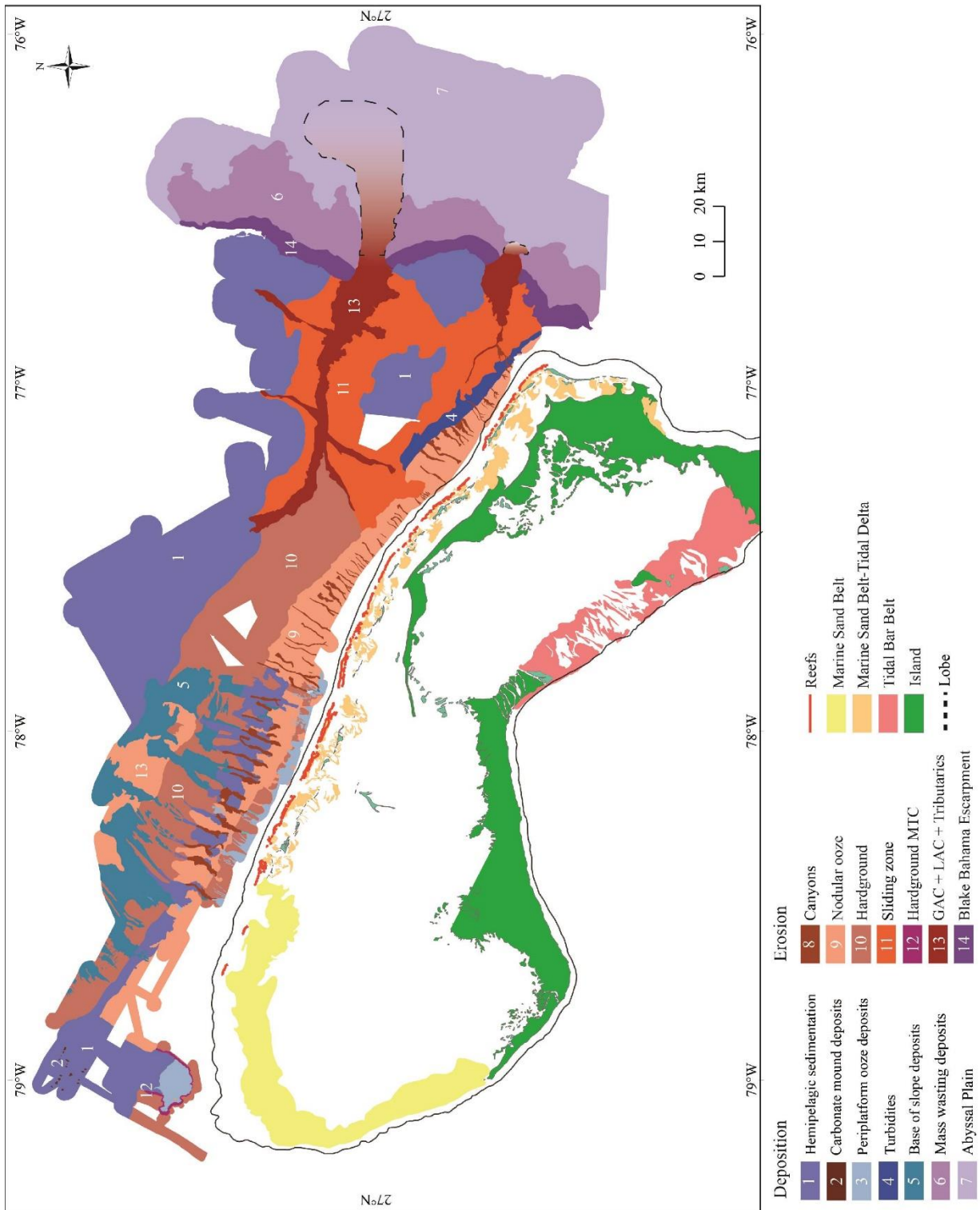


Fig. 4-11: Synthetic map of the Little Bahama Bank (LBB) slope sedimentary processes. Cold colours (first column) represent processes and geometries mainly generated by deposition. Warm colours (second column) represent processes and geometries mainly influenced by erosion. The third column represents platform facies [from Enos (1974) and modified by Tournadour (2015)].

4.7 Interpretations and discussion

4.7.1 Sedimentary processes along the northern Little Bahama Bank slope

4.7.1.1 Depositional processes

4.7.1.1.1 Hemipelagic and contouritic deposits.

In the western part of the study area, the slope is characterized by overall homogeneous, medium reflectivity acoustic facies and bedded echofacies. This facies corresponds to deposits linked to the export of carbonate mud from the platform (facies 1, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B; Tournadour et al., 2015), as well as contourite deposits which characterize the Little Bahama Bank drift (Chabaud, 2016). Both hemipelagic and contouritic deposits are susceptible of producing this facies as they promote the deposition of fine-grained sediment (medium homogeneous reflectivity) with low impedance contrast (bedded echofacies). Furthermore, the size scale of the LBB drift is such that its geometries are not visible at the resolution of this study. The presence of such acoustic facies over the MTC suggests that a hemipelagic blanket covers it. This mainly medium homogeneous reflectivity zone with smaller medium heterogeneous patchy reflectivity facies zone are associated with hyperbolic echofacies. The hyperboles are likely related to the steep edges of the dome shape geometry and thus highlight the presence of deep-water carbonate mounds (facies 2, Fig. 4-11; Tournadour et al., 2015). This facies association also appears in other regions of the study area like the Blake Plateau or the plateau situated between the Little Abaco Canyon and the Great Abaco Canyon (Fig. 4-11). It corresponds to flat areas suggesting hemipelagic sedimentation (facies 1, Fig. 4-11).

4.7.1.1.2 Periplatform ooze.

The uppermost slope is characterized by blind echofacies, followed downslope by bedded echofacies associated with medium reflectivity which correspond to a Holocene sediment wedge and the terraces overhanging it (Fig. 4-8 and Fig. 4-9; Rankey and Doolittle, 2012). The homogeneous and medium homogeneous nature of the reflectivity in this area suggests the presence of soft, fine-grained, bank-derived sediment mixed with pelagic production. The presence of these acoustic facies and the bedded echofacies is consistent with periplatform ooze deposits in the uppermost slope (facies 3, Fig. 4-11). Echofacies located on the uppermost and upper slope correspond to bank-derived sediments, while bedded echofacies located on the northern Blake Plateau correspond to contouritic and pelagic blankets (Fauquembergue, 2018).

4.7.1.1.3 Turbiditic deposits.

A *ca* 3 km large circular-shaped structure, represented by combined blind and hyperbolic echofacies and homogeneous medium-reflectivity acoustic facies, can be observed in the eastern part of the lower slope, in the downslope extension of the canyons (Fig. 4-4B). The analysis of a sediment core located in this feature revealed coarse-grained sediments with a relatively high sedimentation rate (12 cm/kyr; Fauquembergue, 2018). It is suggested in this study that this structure corresponds to a lobe deposited at the mouth of a 10 km long canyon (Fig. 4-4B). In addition, 5 m amplitude structures extending over 4 km across this lobe can be interpreted as sediment waves (Fig. 4-4B). Here, sediment waves refer to a generic term to describe undulated features since the resolution does not provide any further information regarding their nature (dunes, cyclic steps, etc). This lobe fills a small depression and its volume can be

estimated to $240 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fauquembergue, 2018). It implies recent activity of sediment transport through the slope canyon to the head of the Little Abaco Canyon and highlights the modern activity of the eastern slope canyons. It also suggests turbidity flows and export activity upstream of the Little Abaco Canyon (facies 4, Fig. 4-11).

4.7.1.1.4 Base of slope deposits.

On the lower slope of the western part of the study area (Fig. 4-11), downstream of the canyons and furrows, medium reflectivity punctuated facies is associated with bedded and blind echofacies and displays a fan structure. The association of both medium reflectivity and bedded echofacies implies that sediment dynamics are dominated by depositional processes. The presence of high amplitude reflectors which overlie diffuse reflectors associated with higher reflectivity suggests the presence of more indurated or coarser-grained sediments than the hemipelagic blanket observed in the west. Therefore, this association also suggests low deposition rates and/or slight induration of those grainy deposits (facies 5, Fig. 4-11).

4.7.1.1.5 Mass wasting deposits.

On the Blake Bahama escarpment and 20 km eastward in the basin, hyperbolic echofacies and homogeneous, very high to high reflectivity acoustic facies co-occur with 50 km long chaotic deposits extending over the escarpment. These chaotic deposits were interpreted as mass wasting deposits originating from stacking events of the mass movement of hundreds of metres thick sediments from the Blake Bahama Escarpment (Mulder et al., 2018a). The high reflectivity and hyperbolic echofacies suggests that the chaotic deposits are indurated and coarse-grained, probably blocky, and of considerably large size (facies 6, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B). These deposits could correspond to calciturbidites or calcidebrites as observed in Exuma Sound (Reijmer et al., 2012). The hyperbolic echofacies suggests that these deposits accumulated with steep edges or contain blocks of consequent size. These chaotic deposits are separated on both sides of the Great Abaco Canyon by a large band of bedded echofacies associated with homogeneous, medium-reflectivity (Fig. 4-8 and Fig. 4-9).

At the mouth of the Little Abaco Canyon, the hyperbolic facies is associated with homogeneous and heterogeneous high-reflectivity acoustic facies extending 8 km away from the canyon. This facies association suggests that hard and/or coarse-grained sediments form the lobe at the mouth of the Little Abaco Canyon (Fig. 4-4D).

Mass wasting events originating from the Blake Bahama Escarpment likely accounted for a significant portion of the sediment supply towards the basin. Conversely, the Great Abaco Canyon likely contributed to a minor extent as a sediment source, since no erosion or depositional (lobe) structures were evidenced by bathymetric survey at its mouth. At the mouth of the Little Abaco Canyon, four 50 to 100 m high knickpoints can be observed within the mass wasting deposits. This suggests recent or important canyon activity resulting in the formation of supercritical flows that lead to the development of hydraulic jumps (Komar, 1971). In turn, these hydraulic jumps produce knickpoints and, ultimately, contribute to maintaining the fresh appearance of the knickpoints (Guiastrenec-Faugas et al., 2020a).

4.7.1.1.6 Abyssal plain deposits.

Homogeneous medium reflectivity acoustic facies cover the Blake Bahama abyssal plain and are associated with bedded echofacies in the north or combined I reflectivity in the south. This implies that

they are made up of fine-grained or slightly indurated sediments (facies 7, Fig. 4-11). Regardless of sediment nature, VHR seismic data shows thin-bedded reflections over a high amplitude reflection that could correspond to basaltic oceanic crust, suggesting a thin sediment cover.

4.7.1.2 Erosion and bypass processes

4.7.1.2.1 *Hardgrounds.*

The western part of the upper slope and the central part of the middle slope are characterized by homogeneous high-reflectivity acoustic facies separated by strips of homogeneous medium reflectivity. These facies are respectively associated with bedded and hyperbolic echofacies and are likely connected to the numerous 2 to 20 km long canyons and the inter-canyon plateaus (facies 8 and 9, Fig. 4-11). The presence of the hyperbolic facies is consistent with the abrupt change of slope gradient on the canyon edge walls and the reflection of the acoustic signal. The homogeneous high-reflectivity acoustic facies combined with the bedded echofacies is restricted to the smooth part of the inter-canyon slope. The high-reflectivity acoustic facies indicates low penetration of the acoustic signal in the sediments in this area and are consistent with the high-amplitude bedded reflections. This could imply early cementation (facies 10, Fig. 4-11). The analysis of core CARKS26, located at the base of the middle slope (Fig. 4-2A), shows periplatform ooze deposits containing indurated nodules corresponding to a facies described by (Tournadour, 2015) and (Chabaud, 2016) as the nodular ooze facies (facies 9, Fig. 4-11). It suggests an induration gradient (Tournadour et al., 2017) and bypass transport along the smoothest part of the slope, reflected by an increase in reflectivity intensity down the slope.

Between 78°24'W and 77°21'W, the lower slope shows an irregular surface characterized by a heterogeneous, high-reflectivity acoustic facies with medium reflectivity lineations (Fig. 4-8) associated with a combination of bedded, blind and hyperbolic echofacies. This area displays furrows extending from the canyons, eroding the slope and finally gently bending eastward (Fig. 4-2A and Fig. 4-2A) in the slope direction. Both high reflectivity and the blind part of the echofacies suggest an induration of this part of slope that could be related to the presence of furrows (facies 10, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B). This suggests down-slope gravitational processes (facies 10, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B). These structures are cross-cut by perpendicular erosional furrows, oriented N300 to N270 (Fig. 4-4A) that are interpreted as the results of the action of either the northward flowing Antilles Current or the southward flowing Labrador Current (upper part of the DWBC). These furrows related to medium reflectivity lineation are responsible for the hyperbolic component of the combined echofacies.

4.7.1.2.2 *Failure scars.*

The cover of the MTC present in the western sector of the study area is associated with homogeneous, medium-reflectivity acoustic facies and bedded echofacies while its edge is composed of homogeneous very high-reflectivity facies (facies 12, Fig. 4-11). The very high-reflectivity facies is likely related to the steep and indurated walls of the MTC.

The lower slope of the Blake Plateau corresponds mainly to bedded, hyperbolic and combined echofacies linked respectively with homogeneous medium-reflectivity or high-reflectivity and heterogeneous medium-reflectivity facies. No slump scars were evidenced in the large flat area of the contouritic plateau suggesting that it is not affected by mass movement and is covered with bedded echofacies and homogeneous medium reflectivity acoustic facies. This suggests a lesser induration

(Hanquiez et al., 2007, 2010; Principaud et al., 2018) of the sediment (facies 1, Fig. 4-11). These scars that affect the contouritic Blake Plateau can be related to sliding motion (facies 11, Fig. 4-11). The scars cause heterogeneities in reflectivity and are responsible for the variety of the combined facies which is expressed in reliefs and hyperbolae generated by failure scars in a generally bedded system. In addition, the high-reflectivity of these facies suggests a higher state of induration, especially on the slide edges. The high-reflectivity lineations in this zone are similar to the N300 to N270 lineations. High-reflectivity affects the edge of the Blake Plateau, suggesting erosion and/or bypass by bottom currents (DWBC or Antilles Current).

Based on bathymetry, (Mulder et al., 2018a) proposed that slide scars observed on the southern side of the relict plateau might be circumstantial evidence of a lateral supply of sediment to the Little Abaco and the Great Abaco Canyons. This study's results are consistent with these observations, as heterogeneous, medium-reflectivity facies with medium reflectivity patches are associated with bedded echofacies corresponding to flat areas. This association suggests hemipelagic sedimentation with no movements (facies 1, Fig. 4-11). On the contrary, combined and hyperbolic echofacies are associated with high-reflectivity heterogeneities oriented towards the Little Abaco and Great Abaco Canyons. These facies correspond to a relict contouritic plateau affected by numerous slides inducing a downslope sediment motion towards both the Little Abaco Canyon and the Great Abaco Canyon (facies 11 and 13, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B).

Heterogeneous, medium-reflectivity acoustic facies are associated with hyperbolic echofacies and abrupt changes in the slope upstream of the Little Abaco Canyon. The hyperbolic echofacies is related to intense sliding in this area, while the high reflectivity suggests coarse-grained or more indurated deposits. The volume of sediment originated from slides appears to be more important at the toe of the northern flank of the Great Abaco Canyon than on its southern flank, suggesting that the sliding source comes preferentially from the Blake Plateau located north of the Great Abaco Canyon (Fig. 4-12B). A strip of combined (bedded and hyperbolic) echofacies and heterogeneous, medium-reflectivity acoustic facies, in the south of the Little Abaco Canyon, likely corresponds to a terrace and suggests less indurated sediments (since the bedded part of the facies indicates deposition processes).

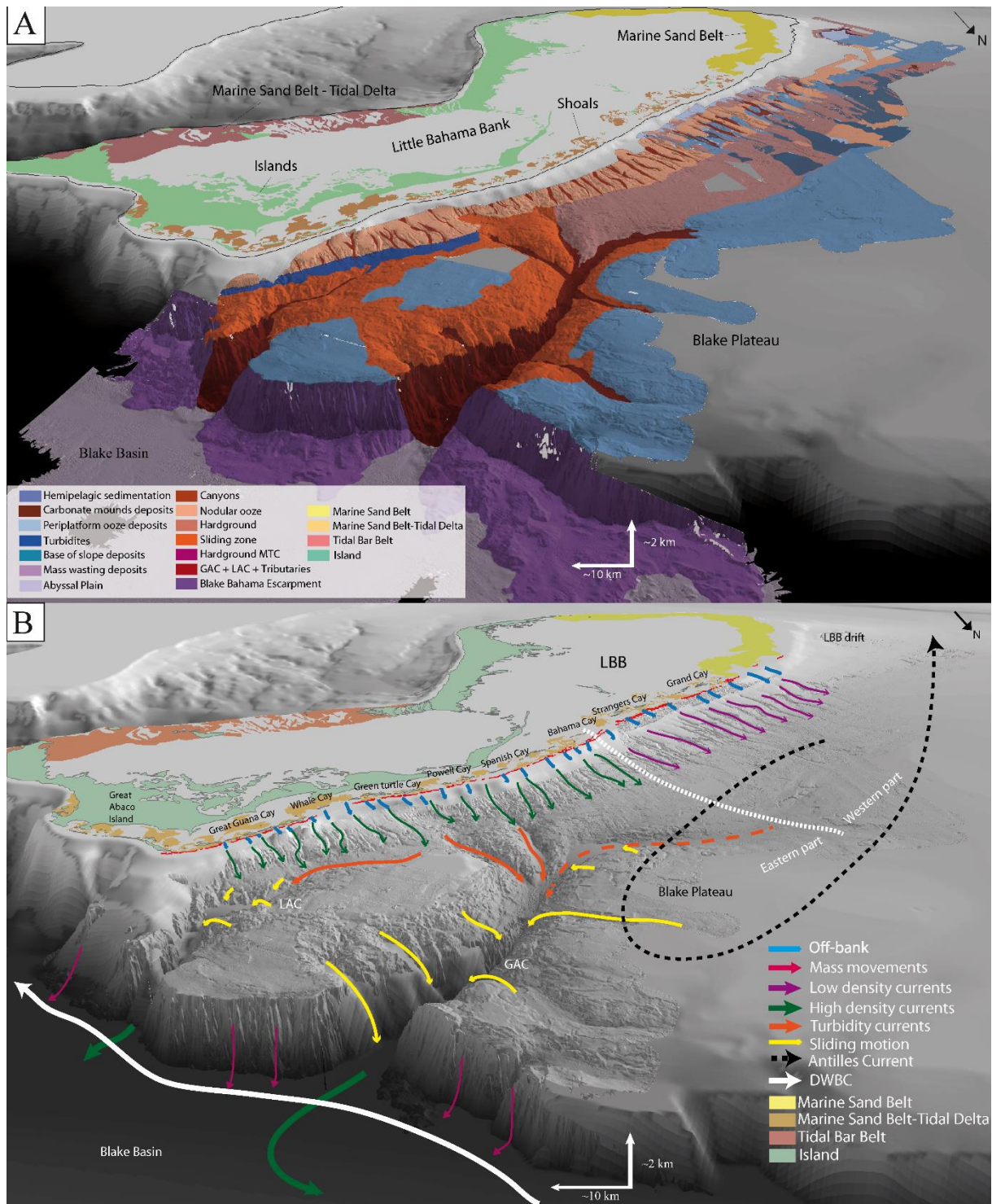


Fig. 4-12: Three-dimensional views (vertical exaggeration x3) of (A) the Little Bahama Bank (LBB) slope environments and (B) of the conceptual model of the sedimentary processes on the northern LBB slope; platform facies from Enos (1974) and modified by Tournadour (2015). GAC = Great Abaco Canyon; LAC = Little Abaco Canyon; DWBC = Deep Western Boundary Current.

4.7.1.2.3 Slope canyons.

In the eastern part of the slope, the spacing between slope canyons of the same size scale is less regular. This part of the slope is affected by mass movements and scars that could evidence sliding (Fig. 13A). The canyons correspond to medium homogeneous reflectivity facies associated with combined hyperbolic echofacies due to the reflection of the acoustic signal on the steep canyon edge walls (facies 8, Fig. 4-11).

The eastern inter-canyon slope is associated with high homogeneous reflectivity, which suggests early cementation as in the western part of the slope (facies 9, Fig. 4-11). The smooth part of the inter-canyon plateaus, as observed on the western part of the study area, is represented by bedded and combined I (hyperbolic + bedded) echofacies. The hyperboles observed are due to the steep walls of the slide scars affecting the canyons and inter-canyon parts of the slope.

The association of heterogeneous high-reflectivity acoustic facies with combined I echofacies and erosive lineations characterizes the valley feeding the head of the Great Abaco Canyon. These facies suggest that the sediments covering the seafloor of the Great Abaco Canyon head are indurated or coarse-grained (facies 10, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B). The narrow head and the erosion structures suggest that the canyon head does not represent the main source of modern sediments settling in the canyon. The two other tributaries draining the south-eastern part of the slope are characterized by a combined II echofacies and homogeneous medium reflectivity, suggesting less-indurated deposits and a depositional tendency (facies 13, Fig. 4-11 and Fig. 4-12B). The Great Abaco Canyon flanks and floor are associated with combined and hyperbolic echofacies as well as patches of medium to very-high reflectivity. This suggests the existence of both erosional and depositional processes in the canyons. It also suggests that mass movements affect the canyon edges and contribute to supplying downslope transport processes (Fig. 12B). This observation is consistent with the presence of terraces interpreted as originating from slumped masses in canyon-head amphitheatres (Mulder et al., 2018a).

The two 5 km long canyon (C1 and C2) bodies and mouths incising the Blake Plateau and crossing the BBE are covered with hyperbolic echofacies associated with very-high reflectivity and high-reflectivity facies (facies 14, Fig. 4-11). This suggests the presence of indurated deposits and implies that the sediments transiting through them do not accumulate at the mouths of these canyons.

4.7.2 Sediment distribution and transport along the Little Bahama Bank slope

Sediment export along the Little Bahama Bank slope is strongly controlled by the morphology of the platform and the related hydrodynamic processes. This results in a complex distribution of sediments.

4.7.2.1 Difference between the eastern and western sectors of the LBB slope

In the western sector of the LBB, the deposition of fan-shaped deposits are due to sediment flows forming furrows (Tournadour et al., 2017) and spreading out at the base of the slope (facies 5, Fig. 4-11). Different processes seem to occur in the eastern sector of the LBB. Distributary furrows extend from the eastward canyons situated between Bahama Bay and Spanish Cay (Fig. 4-12B) but fan-shaped base of slope deposits do not exist at their mouth (Fig. 4-12B). The presence of sediment waves and lobate structures (facies 4, Fig. 4-11) filled with coarse-grained material suggests that turbiditic flows transit through the eastern canyons. On the contrary, those transiting through the western canyons terminate in relatively finer-grained deposits (facies 5, Fig. 4-11). Thus, it is interpreted that low-density flows cut across the western canyons while relatively higher density flows go through the eastern canyons (Fig. 4-12B).

In addition, the presence of medium homogeneous reflectivity facies at the toe of the eastern canyons is generally indicative of less-indurated sediment than in the western part of the LBB which displays medium reflectivity facies punctuated with high reflectivity zones (Fig. 4-8). These spatial disparities in the acoustic facies implies different activity of the eastern versus western canyons. Accordingly, the presence/absence of hemipelagic deposits and base of slope deposits are reliable criteria which delimited the western and eastern part of the Little Bahama Bank slope (Fig. 4-12B).

4.7.2.2 Sediment transit through Little Abaco and Great Abaco Canyon

The presence of levee-shaped deposits between the two major Great Abaco Canyon tributaries indicate that dilute turbidity currents supply much of the sediment (Mulder et al., 2018a). This is consistent with the homogeneous medium-reflectivity facies that suggests that sediment deposit and modern active sediment processes occur in the eastern canyons.

Upstream of the head of the Great Abaco Canyon, bypass processes are reflected by high heterogeneous and combined blind and hyperbolic facies and are associated to a hardground facies (facies 10, Fig. 4-11). This suggests that sediments pass through the Great Abaco Canyon and are not deposited on its head. Considering the small size of the canyon head, the small number of slide scars (

Fig. 4-13A) and the low-density currents supplying the western lower slope (Fig. 12B), this suggests less dense sediment supply transiting from its head (Fig. 4-12B).

Upstream of the Little Abaco Canyon, the acoustic set defining the turbiditic deposits (facies 4, Tab. 4-3) imply that the eastern canyons are highly active. The acoustic set also suggests a direct axial supply of the Little Abaco Canyon by relatively high-density turbidity currents. It further highlights the supply difference between the Little Abaco Canyon and the Great Abaco Canyon.

North of the study area, 300 km away on the Blake-Bahama Outer Ridge region, erosional furrows were observed by Hollister et al., (1974) at 4 to 5 km water depth and interpreted as the action of contour current activity. Previously conducted surveys show activity of the DWBC at 26.5°N (Lee et al., 1996; Bryden et al., 2005; Johns et al., 2005). In addition, the acoustic set associated with the abyssal plain

deposits (facies 7, Fig. 4-11) suggests slight induration of these deposits. Thus, the DWBC impact on the material transiting through the canyon mouths cannot be neglected because it could have led to the present-day absence of topography and visible sediment accumulation at the mouth of the Great Abaco Canyon (Fig. 4-12B).

4.7.2.3 Spatial disparities in sediment processes and canyon maturity along the northern slope of the Little Bahama Bank

The difference in the sediment flows transiting through the western versus eastern canyons emphasizes the existence of spatial disparities in deposition processes along the Little Bahama Bank slope (

Fig. 4-13B). The western sector of northern slope of the LBB generally displays acoustic facies that are indicative of depositional facies such as hemipelagic deposits (facies 1, Fig. 4-11), periplatform oozes (facies 3, Fig. 4-11) or base of slope deposits (facies 5, Fig. 4-11). Especially in the westernmost part of the slope, sediment processes are dominated by almost entirely deposition processes (facies 1, 3 and 5, Fig. 4-11). On the contrary, the eastern sector displays more heterogeneous reflectivity facies and combined echofacies (Fig. 4-8 and Fig. 4-9) suggesting the occurrence of erosional and/or bypass processes such as hardgrounds (facies 9 and 10, Fig. 4-11), slides (facies 11, Fig. 4-11) and escarpments (facies 13 and 14, Fig. 4-11), particularly on the middle slope and the part of the lower slope south of the GAC. Only the easternmost facies (facies 1, Fig. 4-11) and very localized turbidite deposits (facies 3 Fig. 4-11) depict the influence of local depositional processes.

This spatial repartition of sediment/deposition processes is also highlighted by the spatial evolution of the slope canyons. As previously observed on the western part of the LBB slope (Tournadour, 2015; Mulder et al., 2018a), a gradient in the maturity of the canyons can be observed between the western and eastern sectors of the study zone. The morphology of the eastern canyons presenting an amphitheatre shape (amphitheatre head highlighted by dotted lines in

Fig. 4-13B) and an up dip linear part (Fig. 4-3A and

Fig. 4-13B) likely corresponds to a mature stage of canyon formation on this slope (Puga-Bernabéu et al., 2011). Failure scars and more linear canyons can be observed in the central and western sectors and correspond to the retrogressive phase of the Little Bahama Bank slope canyon formation model. This holistic investigation of the LBB has enabled the mapping of sediment facies in the area, evidencing spatial disparities in sediment/depositional processes which ultimately denote an east-west canyon maturity gradient.

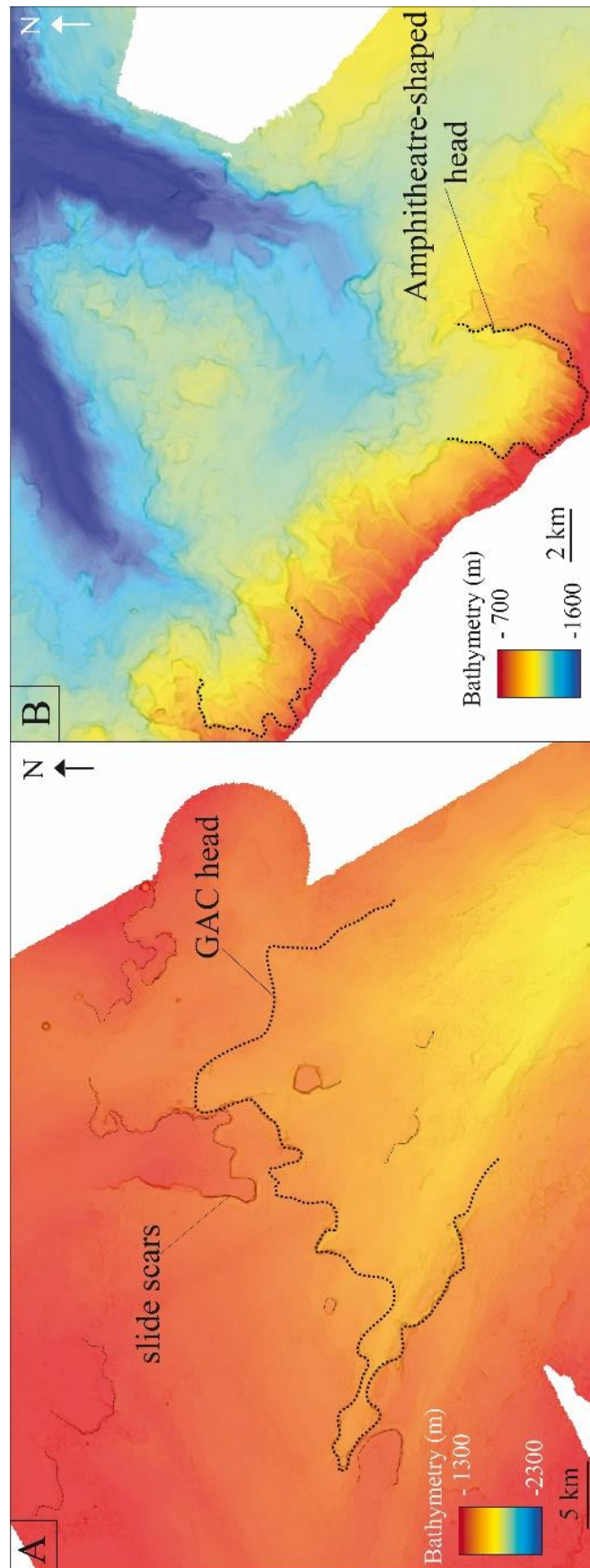


Fig. 4-13: High-resolution bathymetry of (A) the Great Abaco Canyon head and (B) of the eastern canyons. GAC = Great Abaco Canyon.

4.7.3 Structural influence on Little Bahama Bank slope morphology

While most canyons extend perpendicularly from platform edges, both the Great and Little Abaco canyons are oriented parallel to the edge of the LBB. The particular direction of these two major canyons coincides with the Great Abaco Fracture Zone (GAFZ in Fig. 4-1), suggesting that this structural feature controls canyons formation and persistence on the LBB slope. The influence of the Great Abaco Fracture Zone extends over the entire slope of the Little Bahama Bank as evidenced by: (i) the giant canyons which play an important part in sediment distribution; (ii) a marked east/west difference in platform morphology; and (iii) an east–west gradient in sediment and deposition processes, as well as a canyon’s maturity.

Spatial disparities in sediment processes were evidenced in this paper in the entire study area, completing previous observations which focused on the western sector of the LBB slope. The presence of abundant failure scars and more mature and linear canyons in the eastern sector of the LBB slope indicates that incisions are concentrated in this sector. This could be the result of slope steepening due to fault motion of the Great Abaco Fracture Zone. This motion generates differential subsidence between the eastern and western sectors of the Little Bahama Bank slope, while the edges of the Great Abaco Island define the axis of this motion. Furthermore, spatial discrepancies in the expression of differential subsidence (i.e. a steeper slope, sliding motion and the generation of giant canyons in the east, versus a gentler slope, and drift and hemipelagic deposition in the west) is indicative of a weaker direct structural influence in the western part of the northern Little Bahama Bank slope.

Thus, this east/west gradient imply that the inception of differential subsidence was likely linked to the development of the Great Abaco Fracture Zone. However, further analysis of high-resolution seismic lines would be necessary to assess the role played by the Great Abaco Fracture Zone in molding the morphology of the Little Bahama Bank slope.

4.7.4 Little Bahama Bank northern slope morphology and sediment processes: more general implications

The presented multi-tool survey has provided a holistic view of the large (325 km long/24 650 km²) sedimentary system that is the LBB, improving understanding of this system, and allowing a representation of the complete sedimentary profile from the carbonate shelf edge to the abyssal plain. This work evidences large-scale morphological characteristics and sediment dynamics of an entire carbonate margin from the shallow upper slope to deeper environments and identified preferential accumulation, bypass and erosion locations of the carbonate material on the slope. This study's work further highlights the mixed influence of both pre-existing structural features and sediment dynamics that may occur in a carbonate system such as the LBB. It provides new lines of investigation with regard to the genesis of giant carbonate canyons. The results suggest that these systems are structurally generated and molded over time, with a strong influence of structural features on 'classic' slope canyon maturity. This has a major impact on carbonate stratigraphic modelling and carbonate seismo-stratigraphic interpretations in ancient analogue carbonate systems.

Future acquisition of high-resolution seismic profiles in the area may provide further information regarding the timing of structural effects of the GAFZ on the northern sector of the Bahamas and their implication on the establishment of the Great Abaco Canyon and the Little Abaco Canyon. Such data covering the entire northern sector of the Bahamas will provide a complete tectono-stratigraphic framework on which to reconstruct the genesis of these canyons and define their role in carbonate transport from the slope to the basin.

4.8 Conclusions

The large dataset covering almost the entire northern Little Bahama Bank slope reveals a wide variety of features attesting to diverse sedimentary processes occurring along the slope and allowing both along-slope and down-slope transport to supply giant canyons on the windward side of this carbonate margin. Off-bank transport including tidal flushing and density cascading promote the export of fine-grained and coarse-grained materials from the platform. This sedimentary load transits through the numerous canyons incising the middle and lower slope all along the Little Bahama Bank. Prolonging the canyons, distributary furrows are cross-cut by other furrows evidencing the impact of surface currents and bypass processes on this part of the lower slope. Despite the moderate sediment supply feeding the Great Abaco Canyon head, the main supply of this giant canyon appears not to be axial. Many failure scars and slides can be observed in the eastern part of the lower slope. They affect both the contouritic Blake Plateau, the Little Abaco Canyon and the Great Abaco Canyon flanks. The downslope motion induced by slides appears to be the main source of sediment transiting through the canyons. In this way, the two canyons appear to be supplied differently: the Great Abaco Canyon is mainly laterally supplied, and the Little Abaco Canyon is both axially and laterally supplied. These dense sediment flows are sufficient to maintain the morphology of the two giant carbonate canyons. The establishment of these canyons running parallel to the platform was likely related to the Great Abaco Fracture Zone. Energetic bottom currents (Deep Western Boundary Current and Antarctic Bottom Water) seem to prevent the present sediment deposition of a lobe at the mouth of the Little Abaco Canyon and Great Abaco Canyon. The analysis of the backscatter and Very High Resolution seismic data shows a gradient in deposition on the Little Bahama Bank slope. The eastern part of the slope is more subject to erosion whereas the western part shows more deposition processes. Erosional processes dominate the eastern part of the slope, while the western part is influenced to a greater extent by depositional processes. These spatial discrepancies along with the unusual alignment of the giant canyon with the Little Bahama Bank platform and Great Abaco Fracture Zone suggest that these regions are influenced by a structural control. The structural control takes root in the regional differential subsidence between the eastern versus western sectors of the Great Abaco Fracture Zone and influences sedimentary dynamics on the slope.

Chapitre 5 : “How a short-lived giant carbonate canyon form? The structurally-controlled Great Abaco Canyon (Bahamas)”

Résumé du Chapitre

Sur les pentes carbonatées, les canyons sous-marins apparaissent comme des éléments architecturaux importants qui influent sur l'évolution de la morphologie générale des marges mais aussi sur la dynamique sédimentaire des bassins et plaines abyssales associées. Cependant, la formation et la dynamique des canyons des environnements carbonatés demeurent peu documentées. Lors des travaux du chapitre précédent, nous avons montré une alimentation préférentielle latérale du GAC lors d'événements de glissements sur la pente inférieure ou sur les flancs du canyon. Cet apport sédimentaire est assez conséquent pour empêcher le comblement du canyon. Aussi, la morphologie du GAC, aligné parallèlement à la plateforme du LBB, semble parallèle avec la *Great Abaco Fracture Zone*.

Dans ce chapitre, il est proposé, grâce à l'étude des profils sismique haute résolution acquis à l'embouchure du canyon, un modèle de formation du GAC en lien avec la *Great Abaco Fracture Zone*. Il illustre aussi l'activité et le détail des exports à travers le canyon et les processus de dépôts induits.

Ce chapitre est présenté sous la forme de l'article « How a short-lived giant carbonate canyon form? The structurally-controlled Great Abaco Canyon (Bahamas) » soumis à la revue *Geology*.

How a short-lived giant carbonate canyon form? The structurally-controlled Great Abaco Canyon (Bahamas).

Audrey Recouvreur¹, Thierry Mulder¹, Thibault Cavailles¹, Vincent Hanquiez¹, Jean Borgomano^{2,3}

¹Université de Bordeaux, UMR 5805 EPOC, 33615 Talence cedex, France

²Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-Marseille Université, 13545 Aix en Provence, CEDEX 04, France.

³Carbonate Chair TOTAL-AMIDEX

Keywords: Submarine canyon, Carbonate settings, Structural control, Giant canyon formation, Platform dissociated.

5.1 Résumé

Le *Great Abaco Canyon*, mis en évidence par de nouvelles données sismiques à haute-résolution, incise le versant nord du Petit Banc des Bahamas sur plus de 150 km avec des flancs pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur. Il s'étend parallèlement à la plate-forme du Petit Banc des Bahamas et son embouchure s'inscrit dans le *Blake Bahama Escarpment*. Son embouchure s'étend dans le Blake Basin en formant un complexe chenal-lobe sans expression bathymétrique, visible seulement sur les profils de sismique haute-résolution. L'épaisseur du lobe (allant jusqu'à 500 m au plus proche de l'embouchure) suggère d'importants exports mi-Miocène, transitant à travers le *Great Abaco Canyon*, et une dynamique des courants moindre permettant le dépôt de ces sédiments. Cela diffère du système actuel, dominé par les courants (Courant des Antilles et *Deep Western Boundary Current*) induisant des processus de *by-pass*.

Des failles de direction N110 sont présentes sur les profils sismiques traversant l'embouchure du *Great Abaco Canyon* et peuvent être associées à la *Great Abaco Fracture Zone*. Elles présentent une architecture en horst et graben bien définie affectant la succession sédimentaire du Crétacé au Miocène. Ces observations suggèrent un contrôle structural sur l'emplacement du *Great Abaco Canyon* et sa physiographie actuelle. Ces structures se propagent dans la pile sédimentaire formant le lobe (post-Miocène), ce qui suggère une réactivation Néogène du réseau de failles pendant la croissance de la plate-forme, contrastant avec l'apparent calme tectonique de la région nord Bahamas décrit jusqu'à lors.

La position du *Great Abaco Canyon* suggère aussi un contrôle du *Blake Bahama Escarpement* (distal par rapport à la plate-forme du LBB) sur l'emplacement et le développement du canyon. Les facteurs principaux du développement de ce canyon de taille conséquente résultent donc de jeux structuraux et de la morphologie préexistante de l'escarpement ; et non de la plate-forme et de ses exports vers la pente comme dans le schéma classique d'installation des canyons en milieu carbonaté. Le *Great Abaco Canyon* apparaît donc déconnecté de la plate-forme.

Ce nouvel ensemble de données et cette étude fournissent de nouveaux indices sur l'origine des canyons carbonatés d'une profondeur inhabituelle et sur leur persistance dans le temps. Ce type de canyon, non alimenté axialement, dissocié de la dynamique sédimentaire de la plate-forme, peut se former et être actif pendant un temps relativement court à l'échelle des temps géologiques.

5.2 Abstract

The Great Abaco Canyon, highlighted by new high-resolution seismic data, incises the Little Bahama Bank northern slope on more than 150 km with flanks higher than several hundred meters in height. It runs parallel to the platform and ends after crossing the Blake Bahama Escarpment. Its mouth extends seaward of the escarpment forming a channel-lobe without bathymetric expression suggesting past important sediment discharge from the canyon contrary to a modern sediment winnowing. N110-trending faults have been recognized on the seismic profiles crossing through the Great Abaco Canyon mouth and can be associated with the Great Abaco fracture zone. They show a well-defined horst and grabben architecture displacing the sedimentary succession from the Cretaceous to the Mid-Miocene. These observations suggest a structural control over the Great Abaco Canyon location and its current-day physiography. It also implies a control by the morphology of the escarpment and the underlying faults and not by the platform and slope. These structures propagate through the post Mid-Miocene sedimentary series, suggesting a subsequent fault network reactivation during platform growth. The new dataset provides further clues on the origin of these unusual deep gigantic carbonate canyons and their persistence through times. It definitely suggests that this type of non-axially-supplied dissociated from the sedimentary dynamic of the platform canyon can form and be active during an unexpected short time at geological scale.

5.3 Introduction

Giant submarine clastic canyons are well documented whilst giant carbonate canyons are not. This paper discusses the modalities of formation of these latter as well as their lifetime. Pure carbonate submarine canyons generally run perpendicular to the platform they incise (Schlager, 2005). Nonetheless, the Great Abaco Canyon (GAC) incises the Little Bahama Bank (LBB) northern slope on more than 150 km with flanks between 1500 and 2500 m in height with an average 8.8° talweg gradient. It runs parallel to the platform edges and ends when crossing the Blake Bahama Escarpment (BBE), a ~1500 m high submarine cliff (Fig. 5-1A & B). Submarine carbonate canyons were described in the Bahamas: the Great Bahama Canyon, the Exuma Canyon (Mulder et al., 2018b), the Little Bahama Bank canyons, the Little and Great Abaco canyons (Mulder et al., 2018a; Recouvreur et al., 2020). However, their formation remains poorly understood particularly for the Great Abaco Canyon. Mullins et al., (1982) suggested a pre-Santonian initiation of the canyon along the Great Abaco fracture zone (Sheridan, 1974) with a vertical accretion of the canyon walls during the Mesozoic regional subsidence. New high-resolution seismic dataset acquired during Carambar 2 cruise covering the Great Abaco Canyon mouth, associated with the previous 80's seismic correlations, allows direct observations of the structural implication in the formation of giant carbonate canyons. It gives indications of the change in geometry through times of structures created at the Great Abaco Canyon mouth and highlights carbonate material transfer and storage. Ultimately, the purpose of this paper is to provide clues on the establishment and functioning of this particularly huge carbonate canyon, which incises the slope transversally to the expected direction.

5.4 Methods and acquired data

Data were acquired during Carambar 2 cruise from Dec. 2016 to Jan. 2017 on the R/V *L'Atalante*. Multibeam bathymetry and backscatter data from Kongsberg EM122/170 with a 50-m spatial resolution covers more than 19,120 km². It extends over the eastern part of the LBB slope, the southern part of the Blake Plateau and the Blake Basin, including the GAC. 3776 km of high-resolution seismic profiles, penetrating up to 2.5 s twt, were recovered using four 35/35 inc³ GI airguns and a 192 channels /1200 m long steamer.

5.5 Results and discussion

5.5.1 Seismic correlations and facies

Two regional reflectors can be correlated between the Carambar 2 and the DSDP site 391 seismic profiles (Benson et al., 1978). The first one is the top Albian horizon corresponding regionally to the “Horizon A” and the second one is the mid-Miocene horizon called “Horizon M” (Fig. 5-1C).

At the GAC mouth, a lobate channel extends through the Blake Bahama Escarpment (BBE) on the Blake Basin over more than 65 km (Fig. 5-1). This channel is not visible on the bathymetry but is illustrated on the high-resolution seismic profiles (Fig. 5-1 Fig. 5-2 & Fig. 5-3). The channel thickness varies from 500 m 10 km away from the Great Abaco Canyon mouth to 100 m in the Blake Basin, 50 km away from the mouth (Fig. 5-1B). A structure mainly characterized by a strong very-high amplitude concave-up reflector, which truncates the underlying reflections (Fig. 5-1D Fig. 5-1E Fig. 5-2 Fig. 5-3) can be observed on the seismic profiles. It defines the base of the channel (Fig. 5-1D). This reflector imaging the Great Abaco Canyon mouth can be interpreted as a post mid-Miocene erosional surface. A vertical succession of seismic units corresponding to the infilling of the channel dip shallowly against this erosional surface, defining onlaps. Unit 1 (U1, Fig. 5-2 and Fig. 5-3) is anisopach and consists of very-high amplitude chaotic reflections following a base-infilling-channel geometry. Its thickness varies from 0.13 s twt at the Great Abaco Canyon mouth (Fig. 5-2) to 0.03 s twt in the Blake Basin (Fig. 5-3). (2) Unit 2 (U2, Fig. 5-2 and Fig. 5-3) is isopach and overlays the Unit 1. Unit 2 shows high-amplitude chaotic reflectors and with thickness varying from 0.03 s twt (Fig. 5-2) to 0.015 s twt (Fig. 5-3). (3) Unit 3 (U3, Fig. 5-2 and Fig. 5-3) overlays Unit 2 and shows an alternance of high-amplitude chaotic and high-amplitude parallel continuous reflections. This succession of parallel continuous reflections decreases in frequency and thickness from 0.15 s twt (Fig. 5-2) to 0.05 s twt (Fig. 5-3) when the distance from the channel mouth increases. (4) Unit 4 (U4, Fig. 5-2 and Fig. 5-3) drapes Unit 3 and is characterized by isopach high-amplitude continuous parallel reflections. Its thickness varies from 0.02 s twt (Fig. 5-2) to 0.01 s twt (Fig. 5-3).

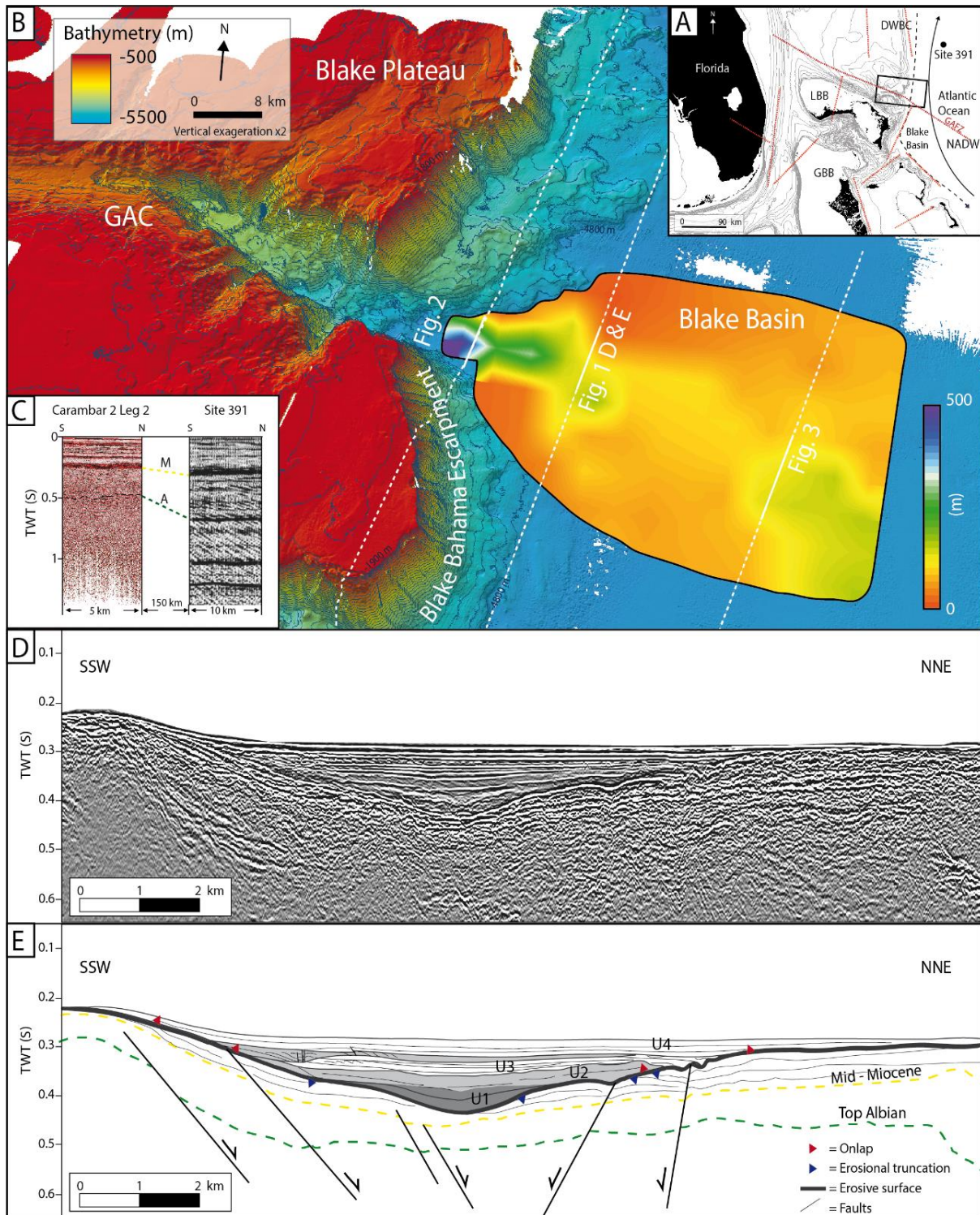


Fig. 5-1 : A. Location of the study area, the fracture zone and faults in the northern Bahamas (modified from Mullins & Van Buren, 1981); DWBC= Deep Western Boundary Current; GAC = Great Abaco Canyon; GAFZ= Great Abaco Fracture Zone; GBB= Great Bahama Bank; LBB= Little Bahama Bank; NADW= North Atlantic Deep Water. Isopach map of the channel at the GAC mouth. B. Bathymetric map of the GAC imaged with ArcScene with 3x vertical exaggeration. Location of seismic profiles. C. Seismic correlation of horizon A & M between Carambar 2 high-resolution seismic profile and ODP site 391 high-resolution seismic profile (Benson et al., 1978). D. High-resolution seismic profile. E. Interpreted seismic profile.

The amount of deposited and stored material, only present in the lobate channel, appears low compared to the canyon size (estimated exported volume based on seismic data: 536 km³ & estimated canyon volume based on bathymetric data: 683 km³). It appears different from other Bahamian canyon incising through the BBE like Exuma Canyon, which displays a large channel-levee system at its mouth while overlying faults of the Sanama fracture zone (Mulder et al., 2018b). It suggests either a strong rate of removal by bottom currents at the GAC mouth (Recouvreur et al., 2020) or the occurrence of brine seepages at the escarpment toe (Paull & Neumann, 1987). It also implies an important sediment discharge from the canyon during a relatively short period with a deposition rate higher than the sediment winnowing.

5.5.2 Faults & Fracture zone

Besides the channel, structural heterogeneities related to the Great Abaco Canyon (GAC) affect the area. Two different families of faults are present at the GAC mouth. First, 6-to-16 faults (Faults, Fig. 5-1, Fig. 5-2 and Fig. 5-3) cut the succession below the GAC channel and stop on the strong erosive reflector defining its base (faults, Fig. 5-1, Fig. 5-2 and Fig. 5-3). N110 striking conjugate normal faults sets tilt the overlying sedimentary deposits consistently to their 0.01 to 0.1 s twt apparent displacement. 5-to-10 smaller faults can be observed affecting the channel filling (Fig. 5-1, Fig. 5-2). These faults are constrained within the channel infilling. They affect the Unit 3 over 0.05 s twt (Fig. 5-1, Fig. 5-2). They have the same N110 direction as the other set of faults and the GAC. Their kinematics is normal with a 0.001 to 0.01 s twt shift. These faults affect mainly the geometry in the SSW part of the sedimentary pile that fills the channel and participate to the asymmetry of the infilling. Consequently, the faults underlying the GAC predate the canyon establishment. They have been active at least until mid-Miocene times, and provide a different tectonic style from stability established for the northern part of the Bahamas Neogene times.

The faults and the canyon are located in the same place. The Great Abaco Canyon axis runs subparallel to the fault trends. Rocks are mechanically weaker where structural heterogeneities such as faults and fractures are present. Thus, these faults play an important part in the canyon formation. They localize and confine the Great Abaco Canyon to its present location thanks to their control over its initial incision. They constrain it in a static through times system. The faults also constrain the timing of canyon formation as the Great Abaco Canyon initiation appears post-faulting process. According to Sheridan (1981), faults affecting the Blake Basin are partly inherited from the Jurassic North-Atlantic opening. Thus, the faults identified here seem to be a part of the Great Abaco fracture zone (Fig. 5-1.A; Sheridan, 1974), i.e., transform faults associated with early rifting phase. Those might be here the result of tectonic readjustment along preexisting structures when the spreading terminated and subduction began between the Caribbean plate and Cuba at Aptian/Albian times (Meschede and Frisch, 1998). In addition, it seems that the Miocene Bahamas/Hispaniola collision (Mullins et al., 1992) have affected the whole Bahamian area.

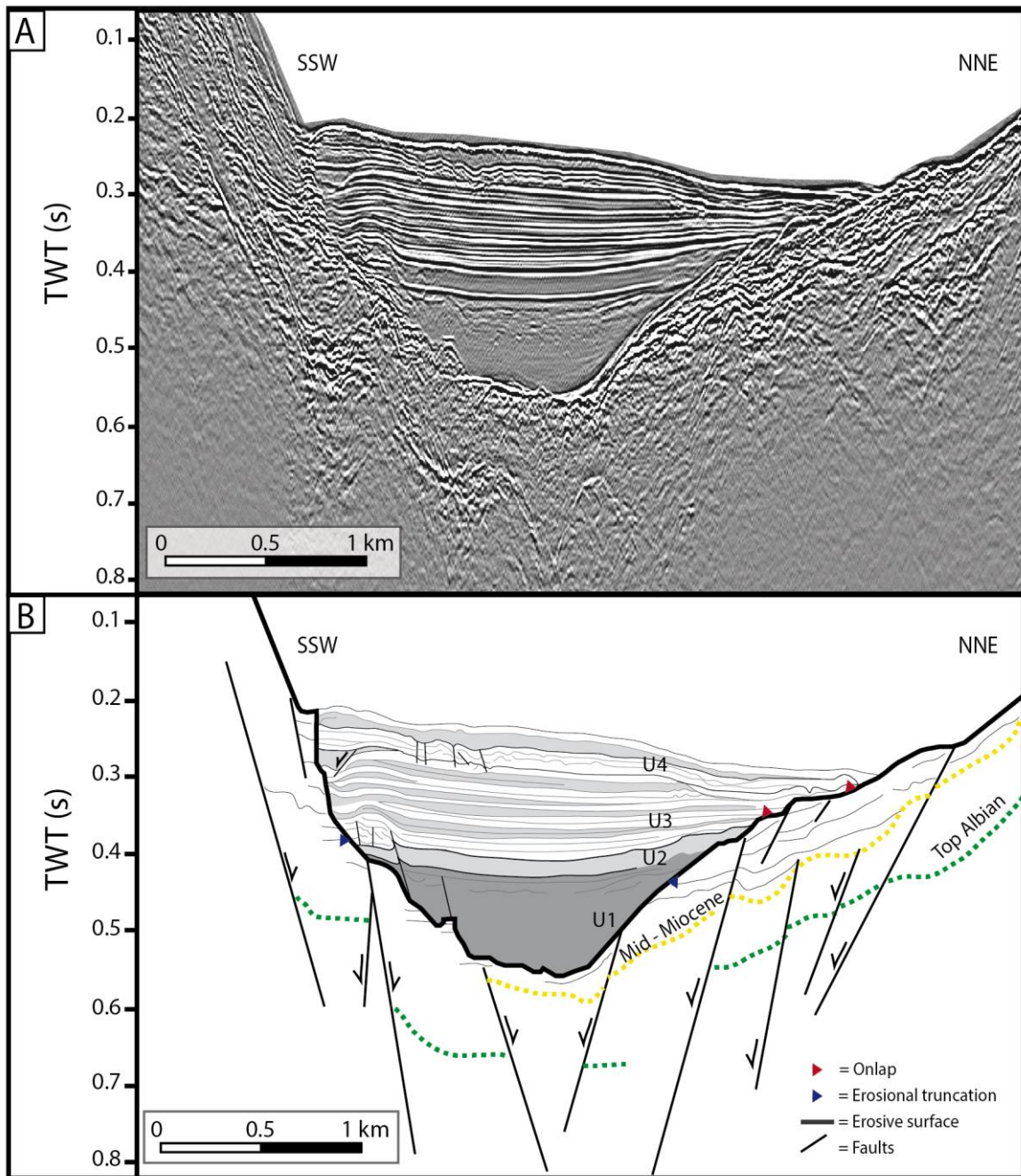


Fig. 5-2 : A. High-resolution seismic profile close to the GAC mouth. B. Interpreted seismic profile.

5.5.3 Asymmetry of the canyon filling

The channel filling displays an asymmetry. It is characterized by a thicker sedimentary package in SSW (min. of 0.01 s twt) than in NNE (min. of 0.08 s twt) (Fig. 5-2A). This characteristic is present away from the Great Abaco Canyon mouth. The thickness from SSW to NNE varies between 0.1 and 0.08 s twt (Fig. 5-1) and between 0.08 s twt and 0.05 s twt (Fig. 5-3). As observed previously, the south-southwestern part of the infilling is preferentially affected by faulting processes by another fault set. In addition to these processes which helps to create more available space for sediments accumulation, the south-southwestern slope of the canyon flank is steeper (20°) than the north-northeastern slope (15°). This suggests more sliding in the SSW part of the canyon. As previous studies showed the presence of a present-day lateral canyon supply (Mulder et al., 2018a; Recouvreur et al., 2020), lateral sliding (Masson et al., 2006; Piper & Normark, 2009) could have induced a thicker sedimentary accumulation in the SSW part of the channel than in the NNE part. These observations emphasize the past geomorphology of the area suggesting a paleo depression north of the Great Abaco Canyon and a recent Neogene tectonic activity.

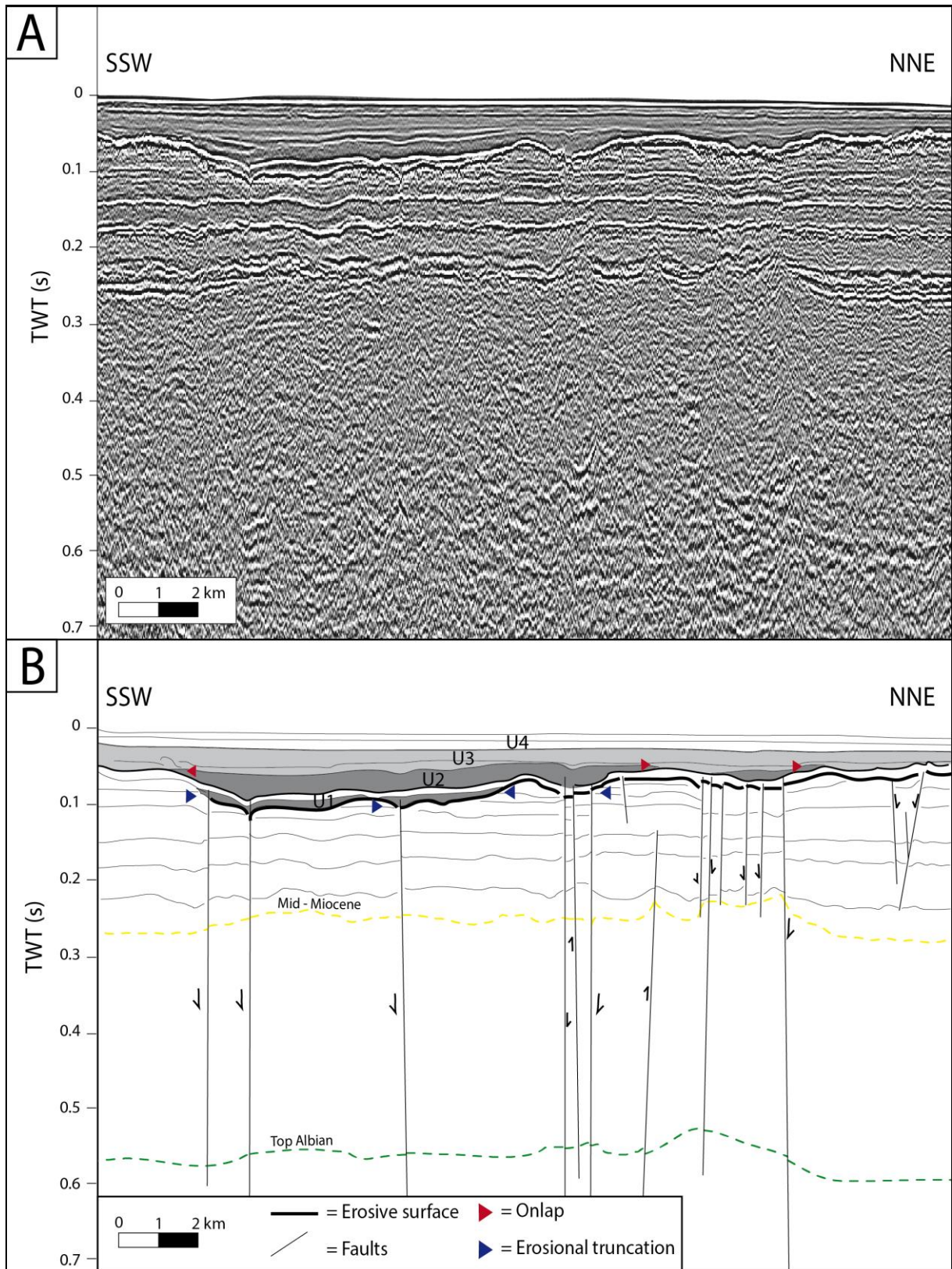
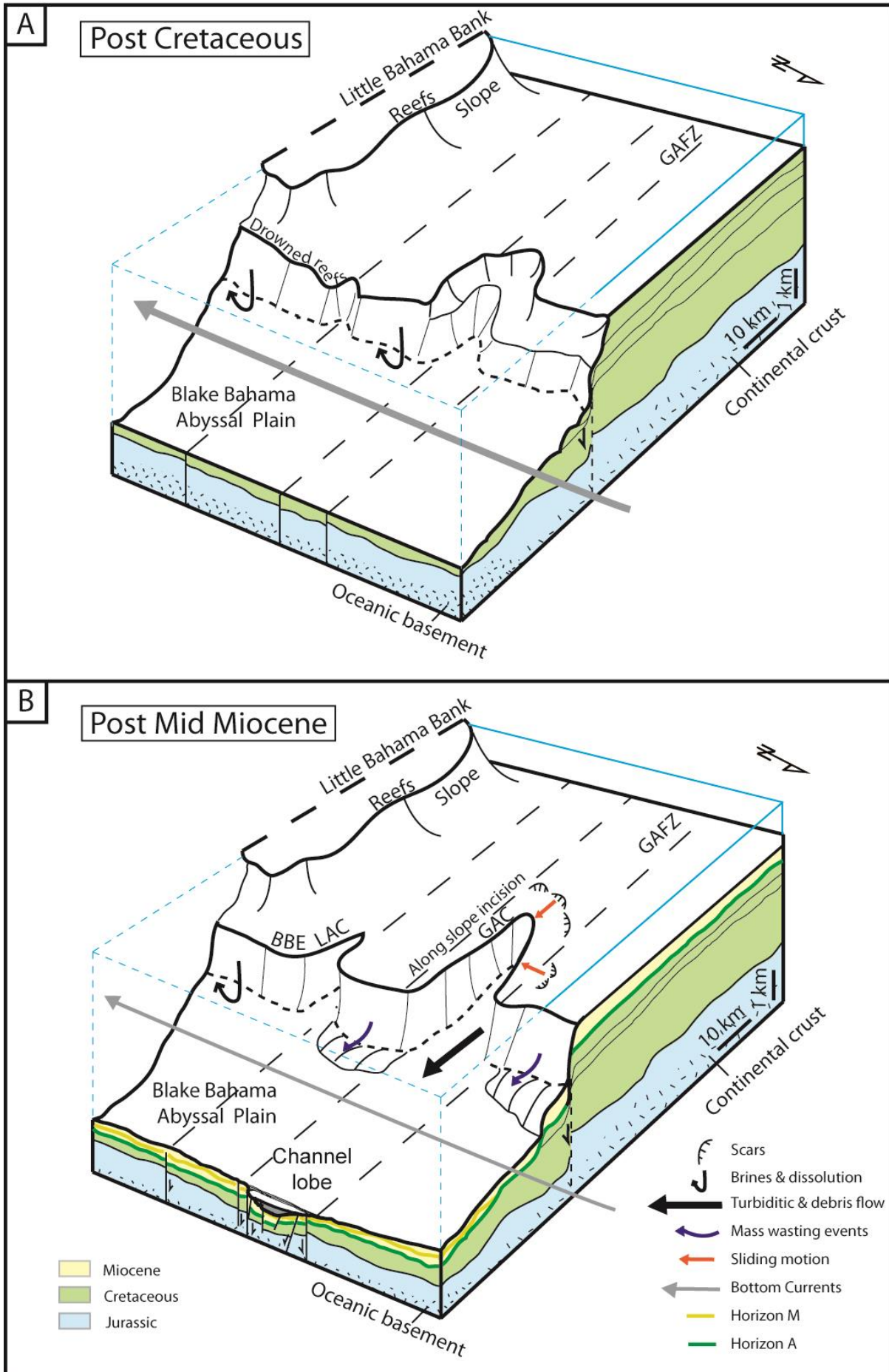


Fig. 5-3 : A. High-resolution seismic profile at the farthest point of the GAC mouth. B. Interpreted seismic profile.

5.5.4 GAC activity: A structurally-related evolution

Using the seismic correlations and observations, a chronology in the Great Abaco Canyon formation and filling is proposed. The first step is the initiation of the faults during Jurassic (post-rift faults with probably a strike-slip component and linked with the transform fault zone, the Great Abaco fracture zone; Sheridan, 1974; Mullins & Lynts, 1977). Then, the Bahamas undergone tectonic readjustment due to the Caribbean/Cuba collision (Masafarro & Eberli, 1999) from Cretaceous to Paleogene (Mullins & Van Buren, 1981) period of platform flooding and subsidence (Sheridan, 1981; Fig. 5-4A). The presence of a Cenozoic set of faults linked with the North-Atlantic opening and constrained under the canyon suggests the formation of a horst-and-graben-like system (Fig. 5-4B). It provided a slight normal fault kinematic and defined more precisely the canyon location and excavation with insufficient export or preservation condition to form a channel-levee system at the canyon mouth. Then, the collision and underthrusting of the southeastern Bahamas beneath Hispaniola (Mullins et al., 1992), seem to reactivate and affect also the northern part of the archipelago and the Blake Plateau during lower Miocene, accelerating the canyon establishment, excavation and activity (Fig. 5-4B). The presence of a strong erosive reflector defining the channel base and a thick sedimentary fill over it suggests a “cut and fill” canyon activity process structurally related during lower Miocene (Gardner et al., 2003; Gong et al., 2011). The filling suggests a consequent export and depositional activity. It implies a sufficient volume (about 536 km³) positively balancing the winnowing by bottom currents (Deep Western Boundary Current and Antarctic Bottom Water) and dissolution processes. This sedimentary pile suggests a strong activity at the GAC mouth and, consequently, a maximum carbonate exports activity during the lower Miocene/Plio-Pleistocene (Fig. 5-4B). This sedimentary surge could correspond to exports due to tectonic activity (fault readjustment) and slope instability caused by high sedimentation rates in response to sea level rise. Such exports seem to be nil at present-time. It highlights the unbalanced deposition/erosion behavior of the GAC trough times. That canyon runs parallel to the LBB, which was supposed to be the main supply of the canyon. However, it incises and runs perpendicularly to the Blake Bahama Escarpment (BBE), distal in relation to the LBB and structurally controlled (Mullins & Van Buren, 1981), that is dissociated from the sedimentary dynamic of the LBB platform. It is indeed the BBE and faults that control this canyon according to the gravitational processes, and structural inheritance, not the platform and its sediment-producing slope. That differs from the classic platform/slope/canyon models of formation.

Fig. 5-4 (next page): Conceptual model of canyon activity and establishment, with retrogressive erosion following the weaknesses induced by faults underlying the canyon; establishment of the channel-lobe. A. Post Cretaceous canyon excavation beginning. B. Post mid-Miocene canyon dynamic. See Fig. 5-1 for abbreviations.



5.5.5 An exceptional event

This post-mid-Miocene filling seems related to the Abaco Event identified by Bliefnick et al., (1983). This activity implies the occurrence of an exceptional event, which might have triggered exceptional sliding motion and platform exports on the LBB slope to provide enough material for accumulation at the mouth of the GAC.

This event is characterized by an exceptional debris and turbiditic flow activity in the Blake Basin (Bliefnick et al., 1983), in the Strait of Florida (Austin et al., 1986) and southern Blake Plateau (Sheridan, 1981); as well as collapses resulting in megabreccia debris flow on the West Florida slope (Mullins et al., 1986) and Mouchoir Bank (Mullins et al., 1992). Gravitational instability due to high rates of sediment accumulation during a sea level highstand during Miocene (Mullins et al., 1986) could have triggered these peculiar flows since highest sedimentation rates seems to occur during the middle Miocene (Austin et al., 1986). The hypothesis of a tectonic related event (Klitgord et al., 1984) appears here to be refined with the observation of Neogene tectonic activity localized in the northern part of the Bahamas.

5.6 Conclusion

The recently acquired high-resolution seismic profiles enable to precise the GAC deep morphology and facilitate its history reconstruction and dynamics. On the bathymetry, this canyon runs parallel to the slope of the platform that it incises. Geometries generally not observed at canyon mouth in the Bahamas have been illustrated here. On seismic profiles, a filled 500-to-100-m-deep paleo-channel at the GAC mouth can be identified spreading away perpendicularly from the Blake Bahama escarpment in the Blake Basin. This study also reveals the presence of a N110 fault set underlying the channel at the GAC mouth. These normal faults, probably as a part of the Great Abaco fracture zone, are aligned with the canyon and display horst and graben geometries. They constrain, localize the GAC through times, and appear synchronous with its activity. This dissociates the formation of the canyon from the LBB slope, differing from the canyon formation in carbonate settings. Overall, the GAC history seems marked by three main steps. (1) A structural phase with a Cretaceous to Miocene tectonic readjustment defining the canyon location linked with the Caribbean/Cuba collision; (2) An erosive “cut” phase where the material flowing through the canyon and using structural mechanical weaknesses created the angular discordance; (3) A filling phase with an important lower Miocene deposit accumulation linked with exceptional exports event in response to the reactivation of faults during the Bahamas/Hispaniola subduction. Our work highlights the imbrication between active tectonics and non-axially sustained, dissociated from the platform, carbonate canyon growth. It evidences that the northern Bahamas were affected by Neogene tectonics and that important storage of carbonate material can be made during short period at carbonate canyon mouth.

Chapitre 6 : “Seismic architecture of the carbonate contouritic Blake Plateau, cold water carbonate mounds and northern Bahamas Cenozoic hydrodynamic changes”

Résumé du chapitre

Les précédents chapitres font état des différents processus sédimentaires modernes sur la pente nord du Petit Banc des Bahamas et ont proposé un modèle de formation du GAC. Cependant, l'architecture sismique profonde de la pente et du plateau de Blake et sa dynamique à Cénozoïque à Quaternaire n'ont pas encore été observés.

Le chapitre suivant est basé sur l'analyse des profils sismique haute résolution qui imagent la pente nord du LBB et le plateau de Blake jusqu'à la plateforme ennoyée du Crétacé. Nous y détaillons l'architecture sismique de la partie sud du plateau de Blake, ses dépôts contouritiques et surtout leur interaction avec l'établissement de paléo monts carbonatés. Cette étude permet ainsi de préciser la dynamique hydro-sédimentaire de la région du nord du LBB du Crétacé à l'actuel.

Ce chapitre est présenté sous la forme de l'article « Seismic architecture of the carbonate contouritic Blake Plateau, cold water carbonate mounds and northern Bahamas Cenozoic hydrodynamic changes » qui sera soumis à la revue *Marine Geology*.

Seismic architecture of the carbonate contouritic Blake Plateau, cold water carbonate mounds and northern Bahamas Cenozoic hydrodynamic changes

Audrey Recouvreur¹, Thierry Mulder¹, Christian Betzler², Vincent Hanquiez¹

1. Univ. Bordeaux, CNRS, EPOC, EPHE, UMR 5805, F-33600 Pessac, France

2. University of Hamburg, Institute of Geology, Bundesstrasse 55, 20146 Hamburg, Germany

Keywords: Contouritic deposits, carbonate mound, Blake Plateau, contour currents, seismic facies, Bahamas.

6.1 Résumé

Plus de 5 000 km de profils sismiques haute résolution ont permis la cartographie détaillée des dépôts contouritiques couvrant la plate-forme carbonatée mésozoïque des Bahamas, au niveau du plateau de Blake (*Blake Plateau*). L'architecture sismique de la partie sud de ce plateau montre une succession de faciès sismiques bien définis et séparés par des réflexions de grande amplitude. Ces faciès sont interprétés comme des séquences contouritiques empilées et séparées par des discontinuités.

Ces faciès présentent des morphologies qui définissent trois types de drifts enfouis : un *confined* drift contraint entre le canyon de Little Abaco (LAC) et le canyon de Great Abaco (GAC), un *patch* drift au nord du GAC et un *plastered* drift au pied de la pente nord du *Little Bahama Bank*, c'est-à-dire au sud du plateau de Blake. Ces séquences contouritiques définissent des drifts morphologiquement différents, soulignant l'apparition d'un courant Oligo-Miocène s'écoulant vers le nord le long du bord du *Blake Bahama Escarpment* et à travers le plateau de Blake.

De grandes structures diffuses en forme de dôme imagées sur les profils sismiques sont interprétées comme des monts carbonatés d'eau froide (ou mounds). Ces mounds semblent limités à la partie sud-est du plateau de Blake, au nord du canyon de Great Abaco et sont jusqu'à deux fois plus grands que les monts carbonatés d'eaux froides actuels présents aux Bahamas (e.g mounds de *Santaren Chanel*). La morphologie de ces structures permet de définir trois types de mounds : (1) les grands mounds individuels (300 m de haut et 1500 m de large) ; (2) les mounds agglutinés (300 m de large et 100 m de haut) et (3) les mounds mixtes entre les types 1 et 2 (60 à 240 m de haut et 300 à 1500 m de large). Ainsi, les mounds associés aux fluides mis en évidence par la présence d'un ensemble de failles sous-jacentes et les mounds associés aux courants situés dans les paléo-dépressions topographiques permettent de définir deux origines de mounds : les *bioherms* (type 1 & 2) et les *chemoherms* (type 3). L'association stratigraphique des mounds avec les surfaces d'érosion est en outre révélatrice des changements généraux des courants de fond dans la zone.

6.2 Abstract

More than 5,000 km high-resolution multichannel seismic profiles allow the detailed mapping of the contouritic deposits covering the Mesozoic Bahamian carbonate platform and the Blake Plateau. The seismic architecture of the southern part of the Blake Plateau shows a succession of well-defined seismic facies separated by high-amplitude reflections interpreted as stacked contouritic sequences separated by discontinuities. There are three morphologically buried drifts types: a confined drift constrained between the Little and the Great Abaco canyons, a patch drift north of the Great Abaco Canyon and a plastered drift on the toe of the little Bahama Bank slope, i.e. the southern Blake Plateau. These contouritic drifts emphasize the occurrence of an Oligo-Miocene current flowing northward along the Blake Bahama Escarpment edges and across the Blake Plateau. Large diffuse dome-shaped structures imaged in the seismic lines are interpreted as cold-water carbonate mounds. These mounds appear constrained to the southeastern part of the Blake Plateau, north of the Great Abaco Canyon and are larger (up-to two times higher) than the present carbonate cold-water mounds in the Bahamas. They constitute three types of mounds: (1) Huge mound buildups (300 m high; 1500 m wide); (2) clustered mounds (300 m wide and 100 m high) and (3) mixed types 1 and 2 mounds (60 to 240 m high and 300 to 1500 m wide). Fluid-associated structures highlighted by the presence of buried or blind faults underneath and current-associated mounds located in topographic lows allow the definition of two mounds origin: bioherms (type 1 & 2) and chemoherms (type 3). The stratigraphic association of mounds with erosion surfaces is further indicative of general changes of the activity of bottom currents in the zone.

6.3 Introduction

The past investigations on contouritic systems have especially focused on siliciclastic systems (Stow et al., 2002; Faugères and Mulder, 2011; Faugères and Stow, 2008; Hernández-Molina et al., 2009; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). However, the studies on carbonate contourites have recently expanded (Betzler et al., 2014; Lüdmann et al., 2018; Eberli and Betzler, 2019; Paulat et al., 2019; Reolid and Betzler, 2019). Research on carbonate environment in modern tropical-factories such as the Bahamas shows how contour currents shape carbonate contourite systems. The Santaren Drift is closely linked to the development of the Gulf Stream (Anselmetti et al., 2000; Chabaud et al., 2016; Lüdmann et al., 2018; Paulat et al., 2019), the Little Bahama Bank and Great Bahama Bank drifts are related to surface currents or to deep bottom currents and develop at the outflow of the Florida Strait (Mullins et al., 1980; Anselmetti et al., 2000; Betzler et al., 2014; Chabaud et al., 2016; Mulder et al., 2019). Previous studies have also outlined the geologic structure of the Blake Plateau, the Little Bahama Bank, and the Blake Basin (Sheridan et al., 1966; Sheridan, 1974; Austin et al., 1988; Sheridan et al., 1988; Tournadour, 2015; Mulder et al., 2019). However, the detailed seismic architecture of the southern part of this plateau, its contouritic deposits and particularly their interaction with mounds establishment have yet to be observed. Here, more than 5000 km of high-resolution seismic profiles acquired during the Carambar 2 cruise allows highlighting the structure of the southern part of the Blake Plateau at its transition with the Little Bahama Bank as well as the morphology of its contouritic drifts.

The aim of this paper is to improve the understanding of the structural history of the Blake Plateau and the Little Bahama Bank slope. It also allows to sharpen the study of the relationships between hydrodynamic and geodynamic changes in the Bahamian archipelago during the Cenozoic with a particular focus on the timing of the contouritic deposits.

6.4 Regional Settings

6.4.1 Geological background

The northern Little Bahama Bank slope deepens gently towards the wide and relatively shallow Blake Plateau (BP), which lies at an average water depth of 1200 m. It follows the North American continental shelf to the Little Bahama bank (LBB) in the south. A steep submarine cliff (40°, 2500 m-high), the Blake Bahama escarpment (BBE), drops into the Blake-Bahama basin, border the outer edge of the plateau (Fig. 6-1A). This plateau corresponds to an extinct mega carbonate platform (Schlager and Ginsburg, 1981). This giant platform extended from the BP to the BBE where a reef system developed (Sheridan et al., 1988) and allowed the development of the LBB (Sheridan and Osburn, 1975; Austin et al., 1988; Sheridan et al., 1988). It drowned during the Cretaceous due to regional thermic subsidence, sediment loading and relative rise in sea level (Shiple et al., 1978; Sheridan et al., 1988). Seismic profiling, coring, and dredging on the Blake Plateau and adjacent deep sea have provided details about its stratigraphy and structure (JOIDES, 1965; Ewing et al., 1966; Heezen and Sheridan, 1966; Markl et al., 2012; Sheridan, 1971, 1969; Sheridan et al., 1970; DSDP Legs 1, 11, and 44; Ewing et al., 1970; Hollister and Heezen, 1972; Benson et al., 1978).

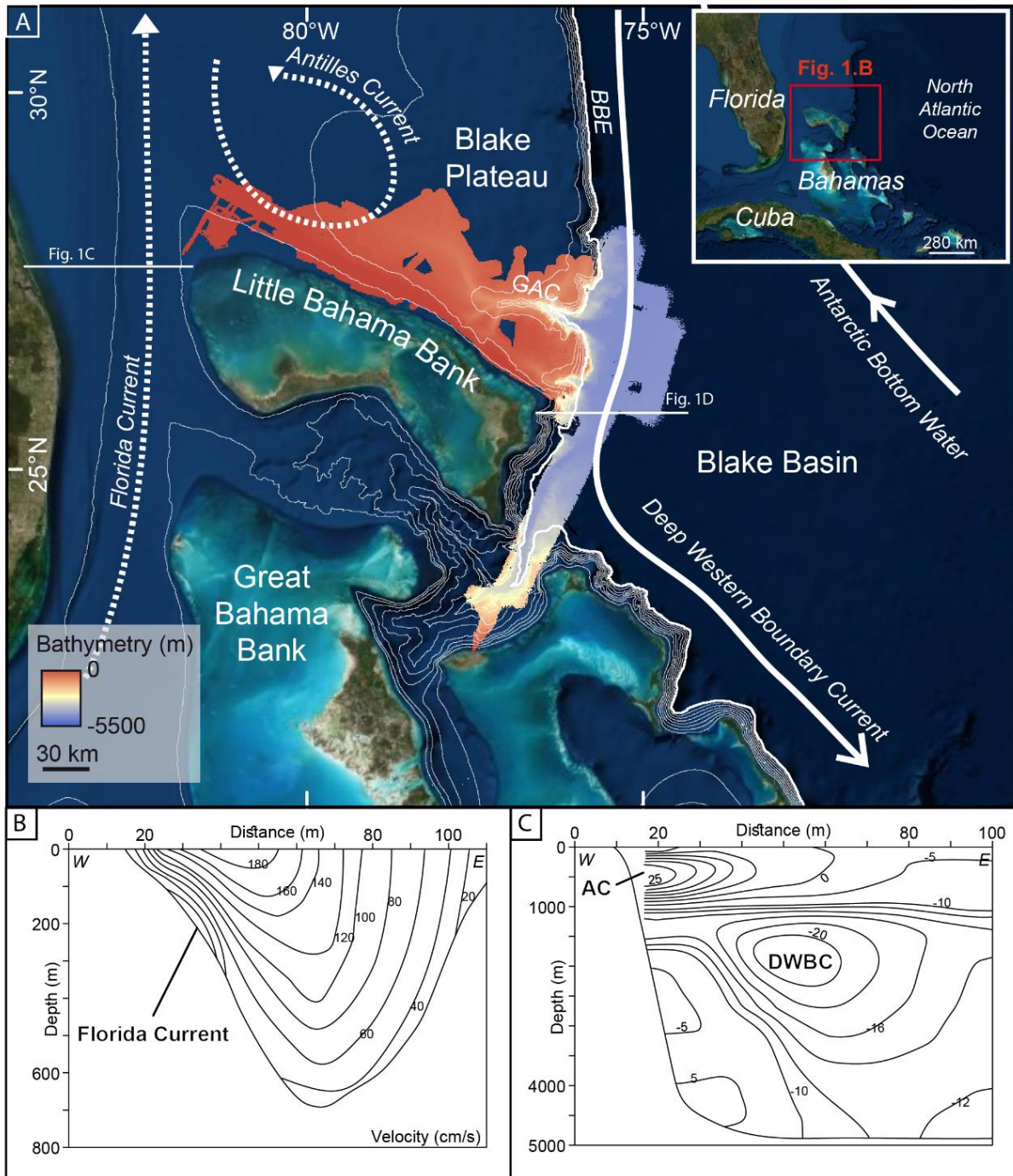


Fig. 6-1 : A. Location of the study area. BBE= Blake Bahama Escarpment. B. Transect showing the Florida Current water masses (Richardson, 2001). C. Transect showing Antilles Current and Deep Western Boundary Current (DWBC) water masses (Lee et al., 1990).

6.4.2 Regional current circulation

At present-day, the northern part of the Bahama archipelago, and particularly the Blake Plateau, is affected by both deep and surface currents (Fig. 6-1). There are two main surface currents that dominate the ocean circulation around the Bahamas: (1) the Antilles Current to the east and (2) the Florida Current to the west (Fig. 6-1).

The Florida Current is a marine current formed by water masses formed in the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico and that flow to the Atlantic Ocean. It corresponds to a surface current which velocities

are in the range of 180 cm.s^{-1} to 200 cm.s^{-1} and decrease to less than 20 cm.s^{-1} above a depth of 700 m (Fig. 6-1B; Richardson, 2001). Surface velocities increase northward due to the constriction in the strait and are maximum along the western edge of the Florida Straits. It contributes up to 90% to the Gulf Stream (Leaman et al., 1987; Schmitz and Richardson, 1991) and is associated with the establishment of contouritic drifts in Florida Strait such as the Great Bahama Bank Drift (Principaud, 2015), the Pourtales Drift (Bergman, 2005), the Cay Sal Bank Drift (Wunsch et al., 2017), and the Santaren Drift (Lüdmann et al., 2018; Eberli and Betzler, 2019; Paulat et al., 2019).

The Antilles Currents circulates down to 1000 m water depth with an average flow of 6 Sv (Fig. 6-1C; Lee et al., 1990, 1996; Meinen et al., 2004). North of the Little Bahama Bank, at the exit of the Florida Strait, it merges with the Florida Current to form the Gulf Stream. Other surface currents along the Old Bahama Channel, Santaren Channel, and Northwest Providence Channel are also added to the Florida Current (Mullins et al., 1980; Leaman et al., 1987). This surface current seems to affect the Little Bahama Bank slope sedimentation (Tournadour, 2015; Recouvreur et al., 2020) and is linked to the development of the Little Bahama Bank Drift (Chabaud et al., 2016).

The Blake Plateau area is also affected by deep currents. The deep Western Boundary Under Current (Fig. 6-1) flows along the Blake-Bahama Escarpment (Lee et al., 1996). It corresponds to the deepest part of the North Atlantic Deep Water (Meinen et al., 2004). It flows southward and affect the deeper part of the Blake Basin (WBUC; Fig. 6-1C; 1,000-5,000 m deep at about 70 cm/s ; Hollister and Heezen, 1972).

Another current may have affected the deeper part ($> 4,800 \text{ m}$) of the study area, especially during glacial periods (Fig. 6-1; Tomczak and Godfrey, 2013; Fauquembergue, 2018). It corresponds to the north-flowing Antarctic Bottom Water (Fig. 6-1), which is diverted around the Bermuda Rise into the Hatteras Abyssal Plain.

6.4.3 Deep water mounds

Modern carbonate mounds are widely reported in water depths between 260 m and 1300 m in the northeastern Bahamas region. In the Strait of Florida, the variable current regime that supply these deep-water ecosystems results in different coral mound morphologies (Grasmueck et al., 2006; Correa et al., 2012a, 2012b). Bioherms on the slope form elongated and asymmetric ridges that have a steeper side towards the dominant current (Correa et al., 2012a) and other develop on blocks and boulders that are associated with large slope failures (Correa et al., 2012b; Principaud et al., 2015). Along the western Great Bahama Bank lower slope, mound morphology shows no correlation with the dominant bottom current direction (Correa et al., 2012b). Lüdmann et al., (2016) documented the occurrence of carbonate mounds in the Santaren Channel off Great Bahama Bank and Cay Sal Bank. They define three mound types. Type 1 mounds which are mainly located of GBB are current related and have an elongated shape in current direction (Lüdmann et al., 2016). Type 2 mounds are restricted to the Cay Sal margin, have a conical outline and were interpreted as lithoherms and possibly chemoherms associated with fluid escape structures (Lüdmann et al., 2016). Mound type 3 has a conical to polygonal shape. It occurs off Cay Sal Bank and Great Bahama Bank and is related to mass wasting-related blocks and boulders (Lüdmann et al., 2016). Along the slopes of LBB, lithoherms develops parallel to the Florida Current (Mullins et al., 1981; Tournadour, 2015). Tournadour (2015) also noted the presence of paleo-mounds on seismic profiles with three different seismic signature and geometry.

Video survey and gravity cores recovered from some of the mounds show that they are populated by cold-water corals represented by *Bathypsammia*, *Caryophyllia*, *Deltocyathus*, *Desmophyllum*, *Enallopsammia*, *Javania*, *Madrepora*, *Polymyces*, *Solenosmilia*, *Stephanocyathus* on the little Bahama Bank northern lower slope (Mullins et al., 1981). *Lophelia pertusa* characterizes the mounds at the toe of slope of Great Bahama Bank (Correa et al., 2012b) and *Enallopsammia profunda*, *Madrepora oculata*, *Madrepora minutiseptum* and *Lophelia pertusa* the mound type 1 off Great Bahama Bank type 1 (Lüdmann et al., 2016)).

6.5 Materials and Methods

6.5.1 Data acquisition

The data used in this paper extends over the eastern part of the LBB slope, the southern part of the Blake Plateau and the Blake basin, including the Great Abaco Canyon, the little Abaco Canyon and a relict plateau (Mulder et al., 2018a) separating the two canyons. Data were acquired during Leg 2 of the Carambar 2 cruise from December 2016 to January 2017 on the R/V *L'Atalante*. Multibeam bathymetry and backscatter data from a Kongsberg EM122/170 multibeam with a 50-m spatial resolution covers more than 19,120 km² (Fig. 6-2). In addition, 3776 km of high-resolution and very-high-resolution seismic profiles were recovered using four airguns and a 192-channel steamer at transmission frequencies between 50 and 250 Hz. This provides seismic profiles penetrating up to 800 ms two-way travel time with a vertical resolution between 2 and 20 m (Fig. 6-2).

6.5.2 Seismic stratigraphic framework

The seismic dataset allows defining seismic facies corresponding to “stratigraphic units composed of relatively conformable successions of genetically related strata bounded at their tops and bottoms by unconformities or their correlative conformities” (Vail, 1977). To constrain the age and to help defining our seismic units, seismic correlations were made using previous studies covering the Little Bahama Bank and the Blake Plateau. Thus, regional reflections J, A^u, M (Ewing et al., 1966; Sheridan et al., 1981; Pinet and Popenoe, 1985), and major ODP reflections defining sequences SEQ A, B, C, D (Austin et al., 1986; Tournadour, 2015) were used as correlation elements (Tab. 6-1). Seismic analysis maps were made using Kingdom Suite software (IHS Markit). The obtained grids were converted in depth with the velocity measured on ODP Leg 101 site 627 (Austin et al., 1986). The “3D” maps were created with ArcScene ESRI software with vertical exaggeration x3.

| This study | Sheridan (1981) | Austin et al., (1988) | Tournadour (2015) | Mulder et al., (2019) | Age constrain |
|---------------------------------|------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|
| Seismic units & discontinuities | Major reflectors | Seismic units & discontinuities | Seismic units & discontinuities | Seismic units & discontinuities | |
| U6 | | A | / | UNIT6 | |
| SB5 | | Top SEQ A | Top SEQ D | Top Pliocene? | Top Lower Pliocene |
| U5 | | B | SEQ D | UNIT5 | |
| SB4 | Reflector M | Top SEQ C | | Top Miocene? | Top lower Miocene |
| U4 | | C | | UNIT4 | |
| SB3 | | Top SEQ D | Top SEQ C | Top Oligocene | Top Oligocene |
| U3 | | D | SEQ C | UNIT3 | |
| SB2 | | Top SEQ E? | Top SEQ B | Top Eocene | Top Eocene |
| U2 | | E | SEQ B | UNIT2 | |
| SB1 | Reflector A | Top SEQ F | Top SEQ A | A ^u | Top Cenomanian |
| U1 | | F | SEQ A | UNIT1 | |

Tab. 6-1 : Definition of seismic units and comparisons with previous studies from Sheridan et al., 1981; Austin et al., 1988; Tournadour, 2015 and Mulder et al., 2019.

6.6 Results and interpretation

6.6.1 Contouritic deposits morphology

The seismic profiles allow the establishment of a seismic stratigraphy and definition of distinct depositional geometries characterizing the sedimentary succession composing the southern Blake Plateau (Fig. 6-2). A large part of the seismic profiles over the Blake Plateau displays continuous very-high amplitude parallel reflections interpreted as stacked contouritic sequences separated by discontinuities. Different provinces were studied in terms of contouritic deposits morphology (Fig. 6-2): (1) the eastern part of the study area, north of the Great Abaco Canyon (Fig. 6-3); (2) the relict plateau constrained between the Little Abaco and the Great Abaco canyons (Fig. 6-4); (3) the western part of the study area situated at the toe of the Little Bahama Bank lower slope (Fig. 6-5). The distinctive reflections helping to stratigraphically constrain the study have been listed in Tab. 6-1 with the correlated reflections with the general seismic units associated.

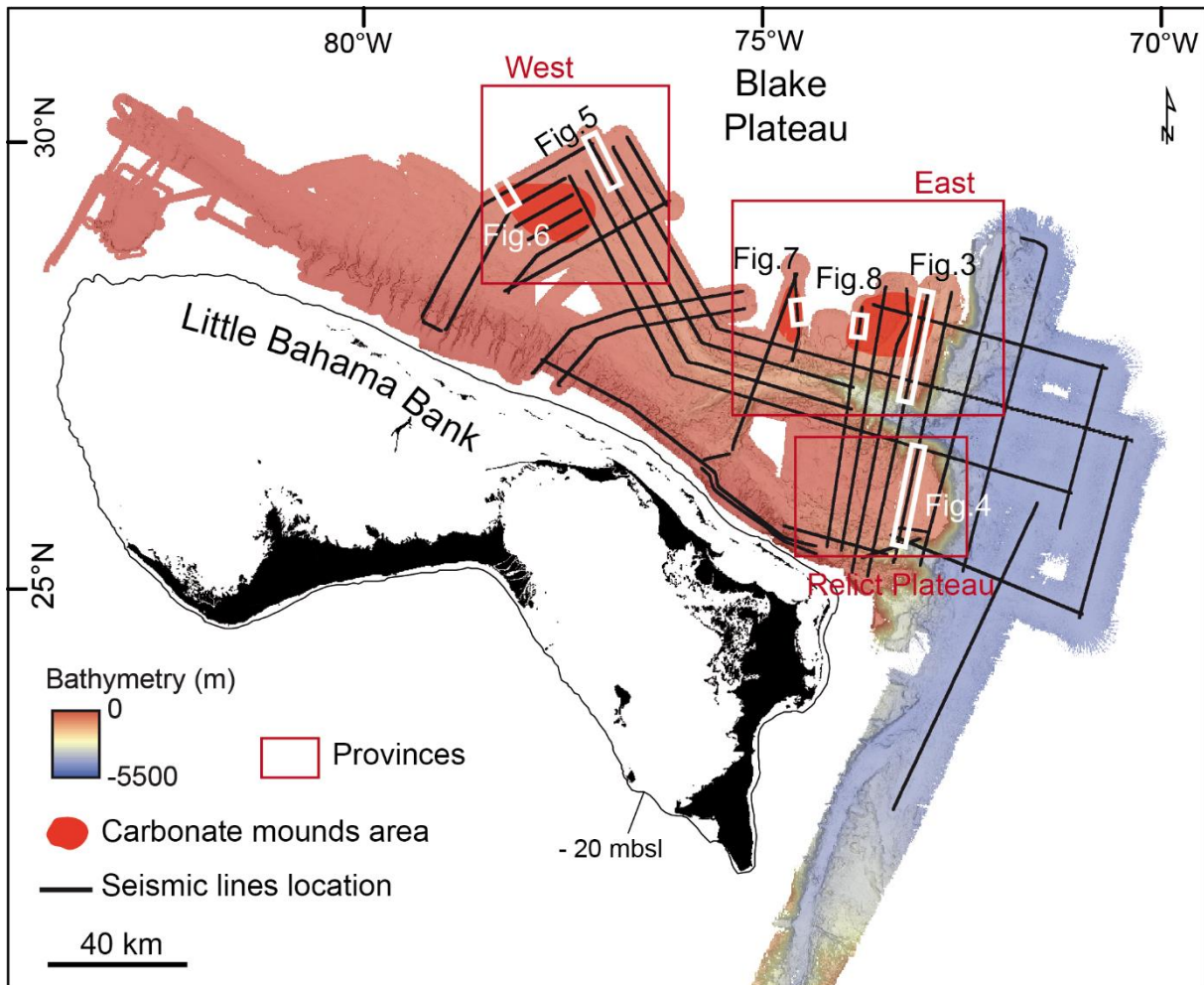


Fig. 6-2 : Figures, seismic profiles and carbonate mounds location.

6.6.1.1 East

On the seismic profile imaging the eastern part of the study area, different seismic facies and structures can be observed (Fig. 6-3). Their characteristics have been summarized in Tab. 6-2.

The first unit (U1) is composed of chaotic, low to very low amplitude discontinuous reflections and reflection-free facies delimited at its top by a moderate to low amplitude discontinuous reflection with a concordant geometry (SB1). Above, the unit 2 (U2) displays the same characteristics with low to very low amplitude discontinuous reflections and a reflection-free facies with a moderate to low amplitude discontinuous reflection with a concordant geometry at its top (SB2, Fig. 6-3). The unit 3 (U3) shows low to very low amplitude discontinuous reflections with an upward trend to chaotic facies. The top of U3 is marked by a strong high amplitude continuous reflection displaying up to 0.2 TWTs difference in its morphology, defining highs and lows in the general topography (SB3). This strong, erosive reflection seems to mark a major discontinuity. A set of almost vertical normal faults with 0.001 TWTs displacement affect U1, U2 and U3. They are sealed by the major discontinuity SB3 separating U3 and U4. Unit 4 appear above U3 and displays high amplitude continuous to discontinuous subparallel reflections (Fig. 6-3). This unit seems anisopach as it displays a thinning trend towards the SSW and a general lenticular shape. It has a maximum thickness of 0.4 TWTs and diminishes to 0.2 TWTs. At its top, a discordant moderate to high amplitude continuous reflection define the contact to unit 6 (SB5,

Fig. 6-3). The base of unit 6 is marked by chaotic facies and high amplitude continuous to discontinuous subparallel reflections overhanging it. It also displays the final topography of the area.

| East | | | | |
|--|---|--|---|--|
| Seismic Units/ Seismic Boundaries | Seismic Facies | Spatial extension | Morphology | Interpretation / remarks |
| U6 | Chaotic facies and high amplitude continuous to discontinuous subparallel reflections | Plurikilometric | Define present topography | Mass transport deposits – hemipelagic deposits |
| SB5 | Discordant moderate to high amplitude continuous reflection | | Truncates reflection underneath | |
| U5 | / | / | / | / |
| SB4 | / | / | / | / |
| U4 | High amplitude continuous to discontinuous subparallel reflections | Thickness of 0.4 TWTTs (~ 800 m) to 0.2 TWTTs (~ 400 m) over 30 km | Thin towards the SSW Lenticular shape | Contouritic deposits Patch drift CWCM |
| SB3 | Strong high amplitude continuous reflection | | 0.2 TWTTs difference in its morphology, defining highs and lows in the general topography | Base of mounds, Base of Drift sequence Seal faults |
| U3 | Low to very low amplitude discontinuous reflections with a trend to chaotic facies at the top | Plurikilometric | | Presence of faults |
| SB2 | Moderate to low amplitude discontinuous reflection | | Concordant geometry | |
| U2 | Low to very low amplitude discontinuous reflections and reflection-free facies | Plurikilometric | | Presence of faults |
| SB1 | Moderate to low amplitude discontinuous reflection | | Concordant geometry | |
| U1 | Low to very low amplitude discontinuous reflections and reflection-free facies | Plurikilometric | | Presence of faults |

Tab. 6-2 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the East province.

This area is also marked by the presence of coalescent mound-shaped structures displaying chaotic internal facies. Individual domes have a height from 0.02 to 0.12 TWTs and a width of 0.3 km to 0.8 km. The overall accumulation of these structures extends over 5 km. They lie on the strong high amplitude reflection marking the top of Unit U3 and grew synchronously with deposition of U4 as the deposits of U4 partly interfinger with the mound-shaped structures (Fig. 6-3). The mounds appear to develop in a topographic low.

A set of normal faults/fractures affect the three lower seismic units and ends at the strong amplitude reflection marking the discontinuity between U3 and U4. Their direction, N110, is similar to the trend of the Great Abaco Canyon and the Great Abaco Fracture Zone. Some of these faults/fractures are located below the mound-shaped structures. The seismic signature of units U1 to U3 in the western part of the study area show similarities with those present on the relict plateau.

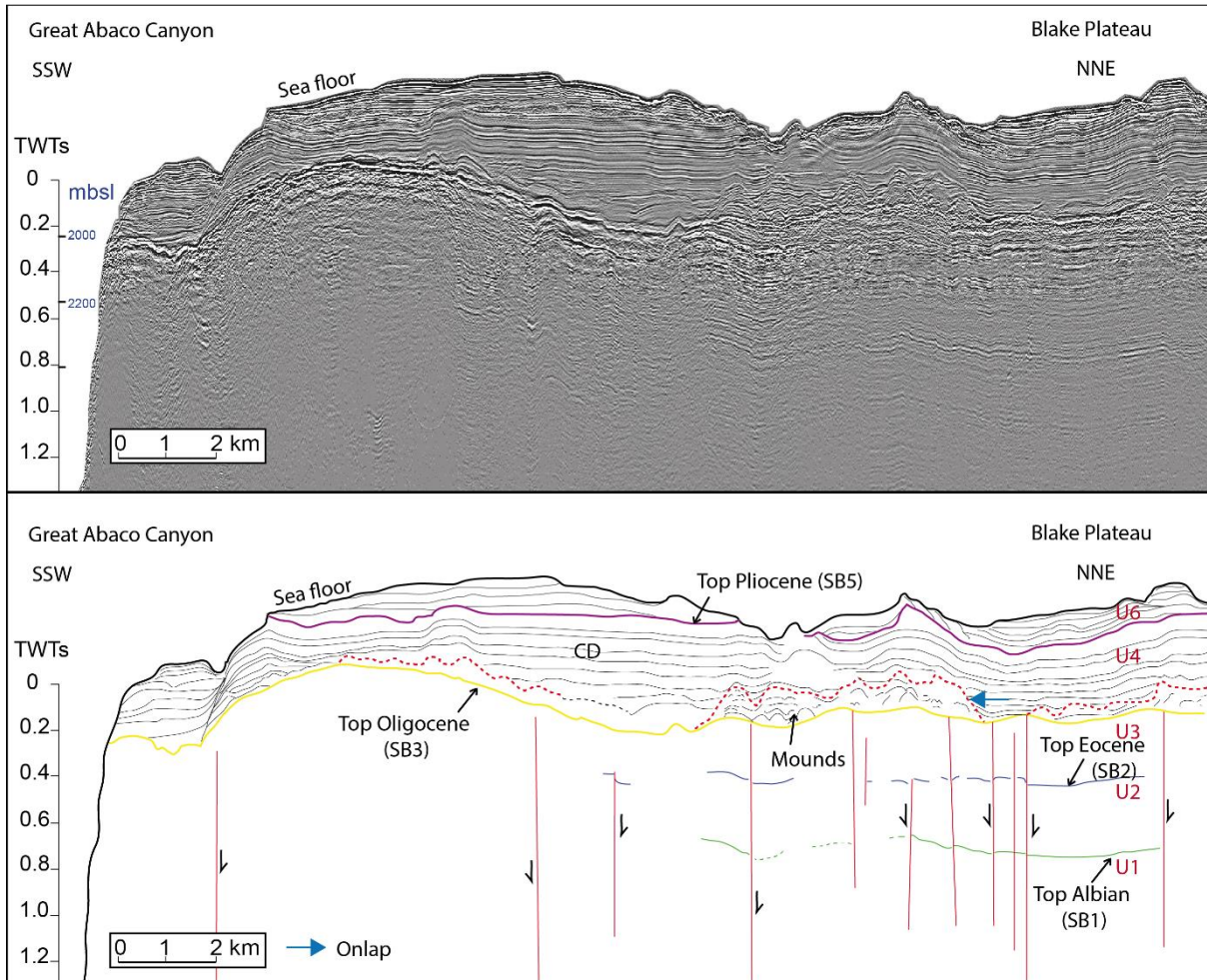


Fig. 6-3 : North of the Great Abaco Canyon seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

6.6.1.2 Relict plateau

The relict plateau to the south is limited by the Little Abaco Canyon and to the north by the Great Abaco Canyon (Fig. 6-4). It displays seismic units described below and summarized in Tab. 6-3. The seismic unit (U1) is composed of chaotic to discontinuous very low amplitude reflections. Its top is delimited by a continuous high amplitude reflection with a concordant geometry (SB1). U1 seem relatively isopach until it widens in direction of the Great Abaco canyon. The second seismic unit displays continuous low to medium amplitude continuous reflections with a high amplitude continuous concordant reflection at its top (SB2). U2 shows anisopach characteristics as it displays a northward lenticular shape. U3 is composed of continuous low to high amplitude reflections ending chaotic at its top. It displays the same anisopach characters as U2 (Fig. 6-4). It is truncated by a high discontinuous chaotic reflection defining the base of U4 (SB3). This surface truncates underlying strata and therefore is interpreted as erosive. It seals the faults affecting the first three basal units as in the east province.

The shape of the U4 deposits is lenticular and constituted by low amplitude continuous reflections following the preexisting topography with maximum thickness of 0.2 TWTs (~ 400 m) and decreasing to 0.05 TWTs (~ 100 m) over 5.8 km. Onlapping reflections in the north and truncated reflections in the south can be observed (Fig. 6-4). Its top is marked by a high amplitude continuous reflection truncating the reflections of U4 in the SSW (SB4). Overlapping these facies, the seismic unit U5 shows a constant

thickness in the in SSW over 8 km and thins gradually over 3 km towards NNE (Fig. 6-4). A large part of U5 is truncated in the NNE by the seismic reflections of the overlying seismic unit (SB5, U6). It displays continuous high amplitude reflections completely molding the morphology of the underlying deposits. The most recent deposits (U6) are discordant with the older one and displays chaotic reflection overhanging high amplitude continuous reflections (Fig. 6-4). This association of chaotic seismic facies over well-defined high amplitude reflection defining a shear basal surface seems to correspond to a mass transport complex.

| Relict Plateau | | | | |
|--|--|--|--|--|
| Seismic Units/ Seismic Boundaries | Seismic Facies | Spatial extension | Morphology | Interpretation / remarks |
| U6 | Chaotic reflection overhanging high amplitude continuous reflections | Plurikilometric | Molding the previous deposits shape | Mass transport deposits/ hemipelagic deposits |
| SB5 | Well-defined high amplitude reflection | | Shear basal surface - Truncates U5 reflections | Plastered Drift / Confined Drift |
| U5 | Continuous high amplitude reflections | Thickness of 0.1 TWTTs (~200 m) Expands over 20 km | Isopach in SSW over 8 km and thin over 3 km towards NNE - Large part of U5 is truncated in the NNE by SB5 - Mold the pre-existing topography | |
| SB4 | High amplitude continuous reflection | | Truncates U4 in the SSW | |
| U4 | Low amplitude continuous reflections | Thickness of 0.2 TWTTs (~ 400 m) to 0.05 TWTTs (~ 100 m) over 5.8 km | Lenticular shape - NNE onlaps and SSW truncated reflections | |
| SB3 | High discontinuous chaotic reflection | | Truncates U3 Seal faults | Base of Drift sequence Seal faults |
| U3 | Continuous low to high amplitude reflections ending chaotic at its top | Plurikilometric | Anisopach - northward lenticular shape | Presence of faults |
| SB2 | Continuous high amplitude reflection | | Concordant geometry | |
| U2 | Continuous low to medium amplitude continuous reflections | Plurikilometric | Anisopach - northward lenticular shape | Presence of faults |
| SB1 | Continuous high amplitude reflection | | Concordant geometry | |
| U1 | Chaotic to discontinuous very low amplitude reflections | Plurikilometric | Isopach - widens in direction of the Great Abaco canyon | Presence of faults |

Tab. 6-3 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the Relict Plateau province.

Normal vertical faults affect U1, U2, and U3 in this area. They have a displacement of about 0.001 TWTs and play an important part in the paleotopography of top Unit 3, as they create high and lows (Fig. 6-4). Other features can be observed in the area, as vertical chaotic facies creating hyperbolas in the seismic facies are present all over the relict plateau. They stop on the top of Unit 3 (top Oligocene). These are 100 to 250 m wide and could correspond to a fault zone favouring fluid escapes. They display the same characteristics as the seismic facies located north of the Great Abaco Canyon.

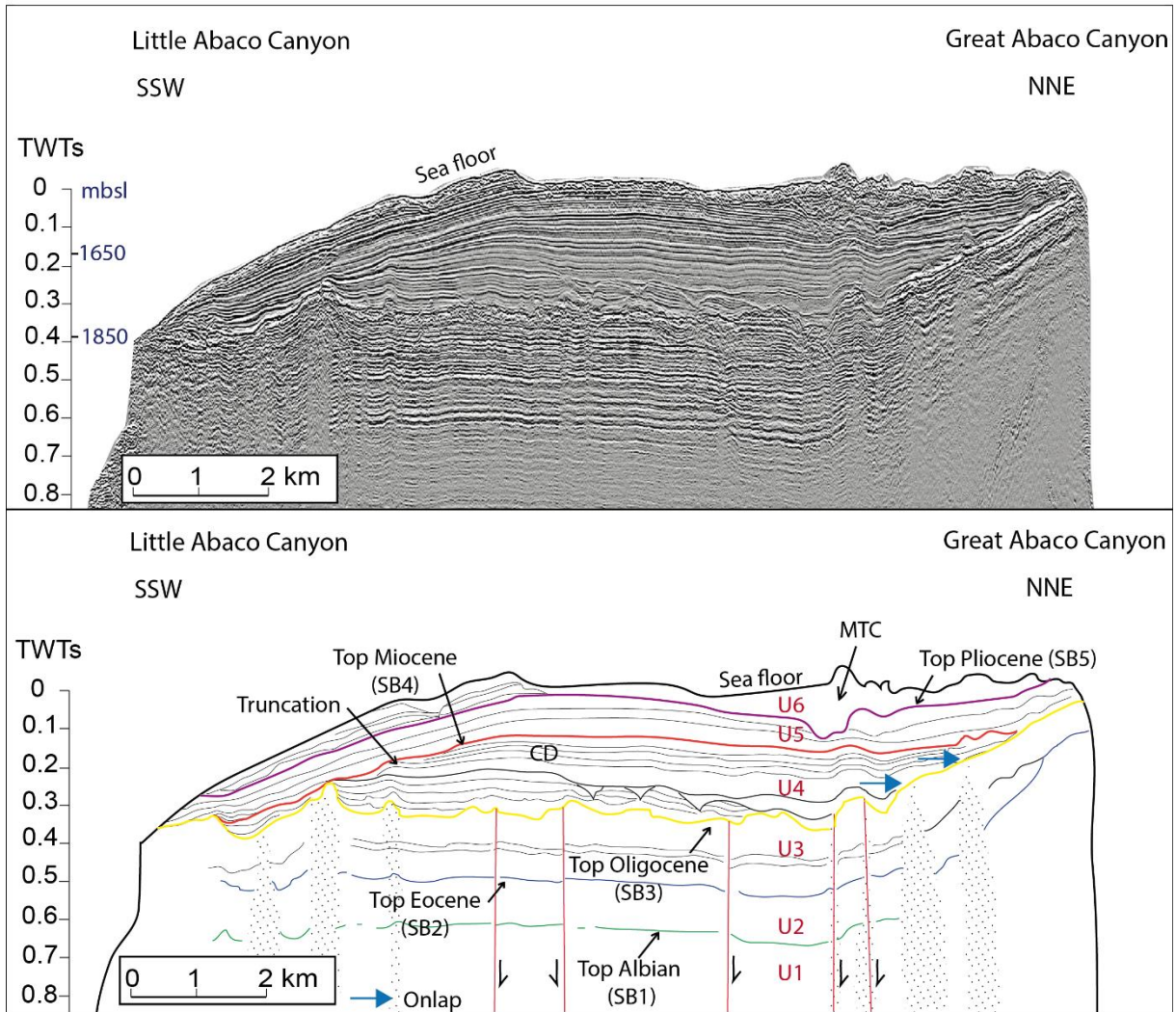


Fig. 6-4 : Relict plateau seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

6.6.1.3 West

The deposits in the western part of the study area, north of the head of Great Abaco Canyon display very continuous high amplitude reflections (Fig. 6-5) defining seismic units summarized in Tab. 6-4. The lowermost unit in the seismic profile is unit U2, which shows characteristics similar to the one described in the other provinces. Its top is marked by a strong amplitude concordant reflection (SB2). The overlying U3 is composed of chaotic seismic facies topped by high amplitude reflection truncating the U3 reflections (SB3). A succession of seismic units constituted by continuous parallel reflection lays atop of this chaotic facies. U4 is composed by relatively high amplitude continuous parallel reflections. It is anisopach and thins towards the NNE with an onlapping reflection geometry. Its top is defined by a high continuous amplitude reflection truncating the reflections underneath (SB4, Fig. 6-5). U5 shows high amplitude continuous parallel reflections similarly to U4. Its general morphology is slightly anisopach with thickness variations. The top reflection of U5 is marked by a discordant high amplitude continuous reflection truncating the reflections below (SB5, Fig. 6-5). U6 shows high amplitude continuous parallel reflections disturbed by chaotic reflections potentially associated with mass transport complex. This seismic unit is anisopach and thin towards the NNE as U4, with onlapping reflections (Fig. 6-5).

| West | | | | |
|---|---|---|--|---|
| Seismic Units/ Seismic Boundaries | Seismic Facies | Spatial extension | Morphology | Interpretation / remarks |
| U6 | High amplitude continuous parallel reflections disturb by chaotic reflections | Plurikilometric | Disturb by chaotic reflections - thin towards the NNE - onlapping reflections | Mass transport deposits |
| SB5 | High amplitude continuous reflection | | Discordant Truncates U5 reflections | |
| U5 | High amplitude continuous parallel reflections | Thickness of 0.1 TWTs (~ 200 m) to 0.05 TWTs (~ 100 m) over 10 km | Slightly anisopach - Mold pre-existing topography | Contouritic deposits Plastered Drift Presence of faults |
| SB4 | High continuous amplitude reflection | | Truncates U4 reflections | |
| U4 | High amplitude continuous parallel reflections | Thickness of 0.2 TWTs (~ 400 m) to 0.01 TWTs (~ 25 m) over 5.8 km | Anisopach - thin towards the NNE - Onlaps - Mold pre-existing topography | Contouritic deposits Plastered Drift Presence of faults |
| SB3 | High amplitude reflection | | Truncates U3 reflections | |
| U3 | Very chaotic seismic facies | Plurikilometric | | Very chaotic –structurally affected? |
| SB2 | High amplitude continuous reflection | | Concordant geometry | |
| U2 | Continuous low to medium amplitude continuous reflections | Plurikilometric | | |
| SB1 | / | / | / | / |
| U1 | / | / | / | / |

Tab. 6-4 : Characteristics of seismic units and seismic boundaries of the West province.

The succession of deposits above SB3 displays lenticular shape ending with onlapping reflections. These sequences have a maximum accumulation of 0.1 TWTs (~ 200 m) wide decreasing to 0.01 TWTs (~ 20 m). Fractures and normal faults affect this sediment pile.

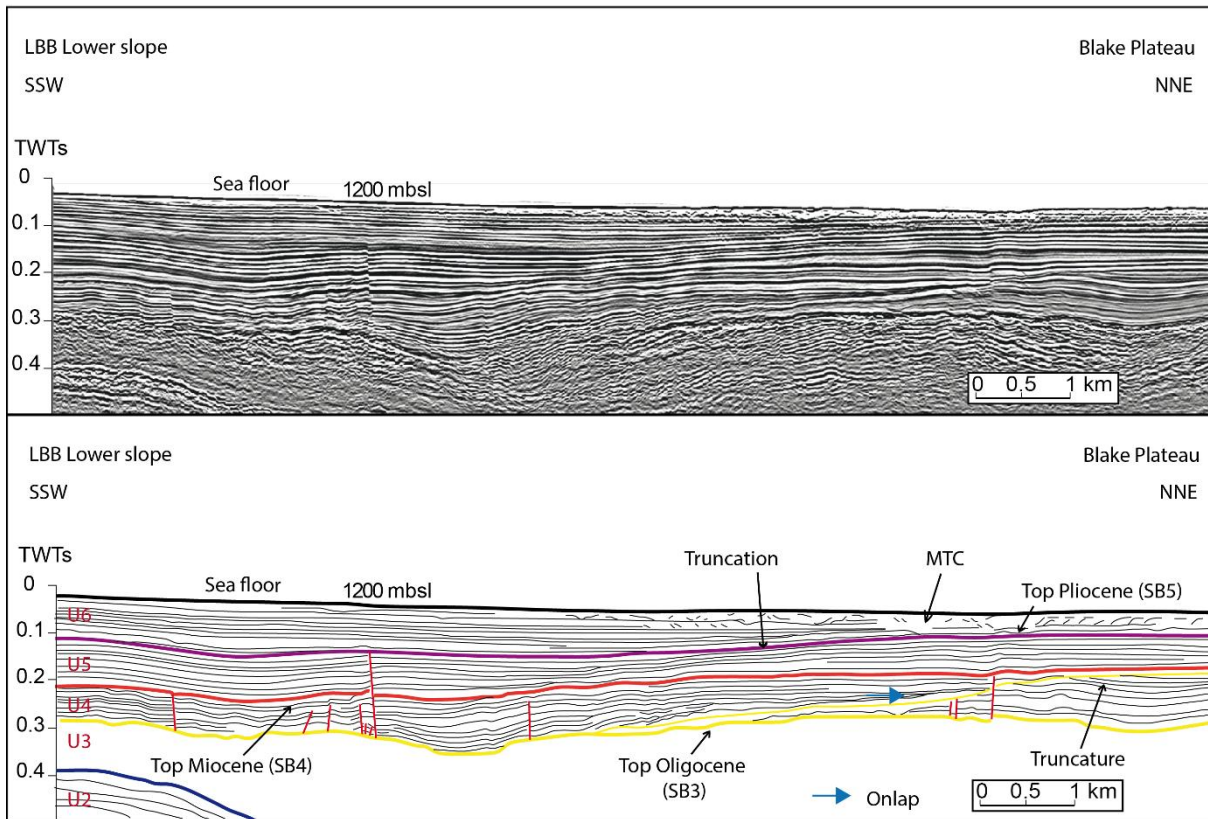


Fig. 6-5 : Western Blake Plateau seismic profile. A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

6.6.2 Mound-shaped structure morphology

Several clusters of mound-shaped structures with different morphologies can be observed in the study area (Fig. 6-2). In the west, (Fig. 6-6) dome-shaped structures characterized by hyperbolic and chaotic seismic reflections are 100-to-500 m wide and up to 0.1 TWTs high (~ 200 m with applying velocities presented from ODP Site 630; Austin et al., 1988). They are arranged in an agglutinated cluster of conical small and large mounds with a total SW-NE direction spatial extension of 5 km large and seem to develop along a NW-SE direction over 25 km. Two distinct phases can be distinguished within the mounds seismic facies: (1) A chaotic facies with hyperbolas at the top which originate at a high amplitude reflection interpreted to be a cemented horizon (red stippled line in Fig. 6-6), and (2) a low amplitude signal with interfingering of the mounds reflections with contouritic deposits marking a 2nd phase of mounds growth (top of this signal with high amplitude reflection; black stippled line in Fig. 6-6). These mounds rest upon the strong high-amplitude discontinuous reflection of SB4. A set of normal fault and fractures underlies the mounds (Fig. 6-6).

In the eastern province there are wider and taller (up-to-2 km wide and 0.18 TWTs (~ 360 m) high) dome-shaped structures (Fig. 6-7). These are distributed over a total SW-NE direction with a spatial extension of 4 km large and along a N-S direction over 20 km. They are not composed of agglutinated colonies like the previous structures and may correspond to cold-water coral constructions as they are dome-shaped with steep walls. They show indications of internal layering, as the Oligocene contouritic deposits seem to persist into the mounds (Fig. 6-7B). They root over SB2 (top Eocene, Tab. 6-1). They are sealed by the strong amplitude continuous reflection SB3 (top Oligocene, Tab. 6-1, Fig. 6-7).

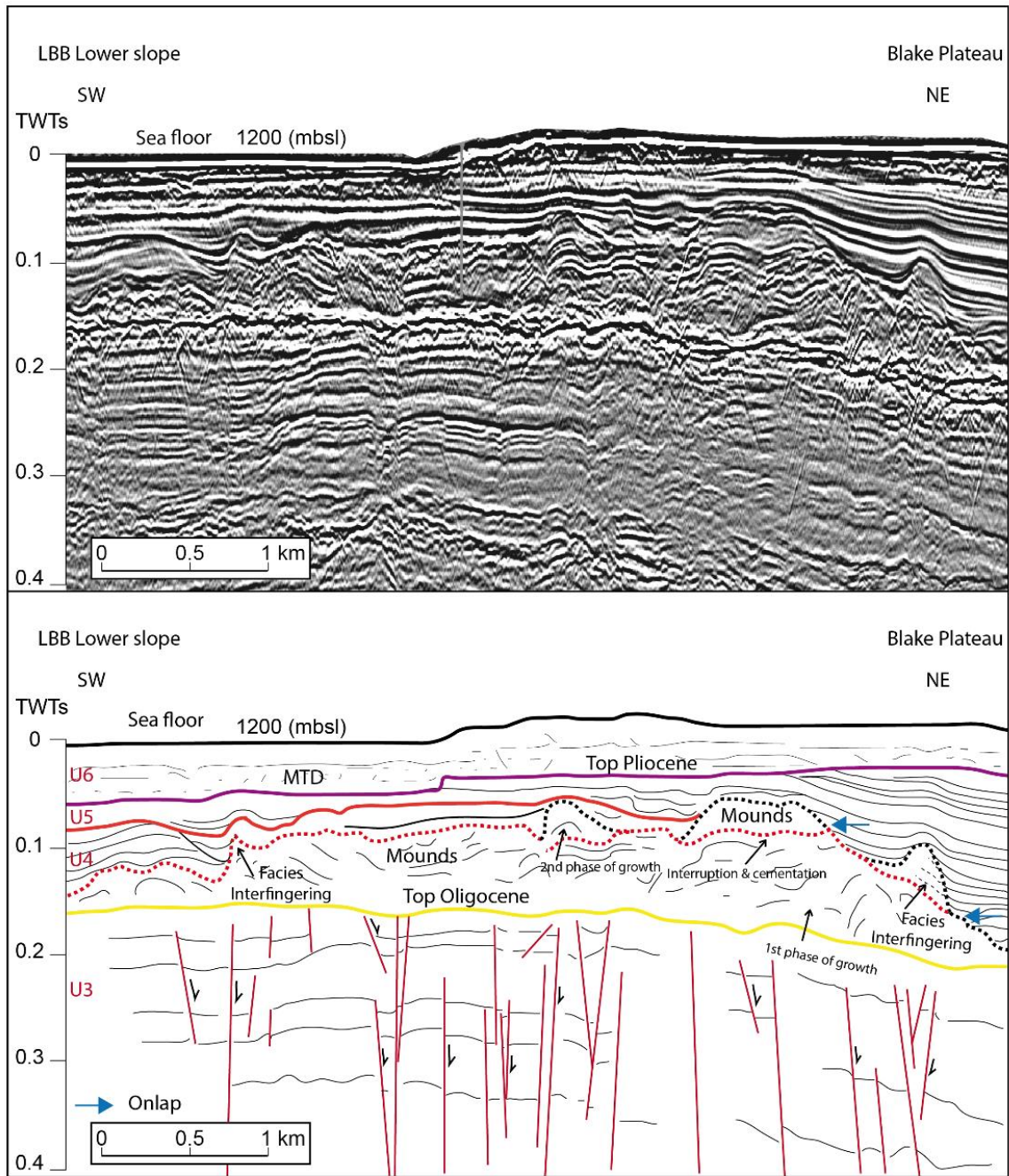


Fig. 6-6 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures, Black stippled lines are the top of the 2nd phase of mounds growth. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

Mound-shaped structures are present in the eastern part, north of the head of Great Abaco Canyon (Fig. 6-8). Small agglutinated 50-to-250 m wide and 0.1 TWTs (~ 200 m) tall conical dome-shaped structures have a spatial extension of 5 km in NE-SW direction and are distributed over 20 km in a NNW-SSW direction. They are characterized by chaotic seismic facies with low amplitude hyperboles. They rest on the top Oligocene strong amplitude reflection and grew synchronously with the Miocene deposits. Fractures affects these structures.

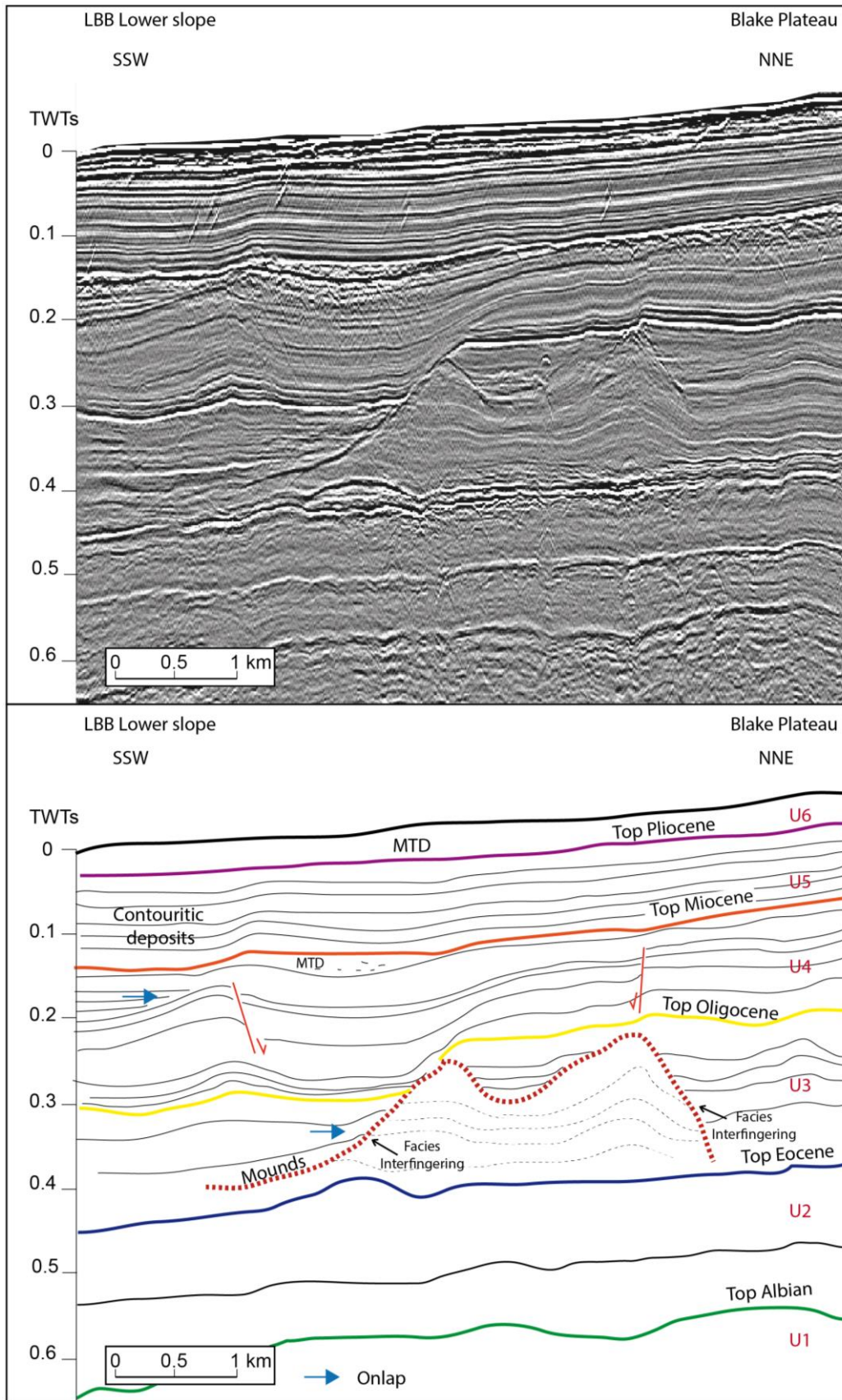


Fig. 6-7 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

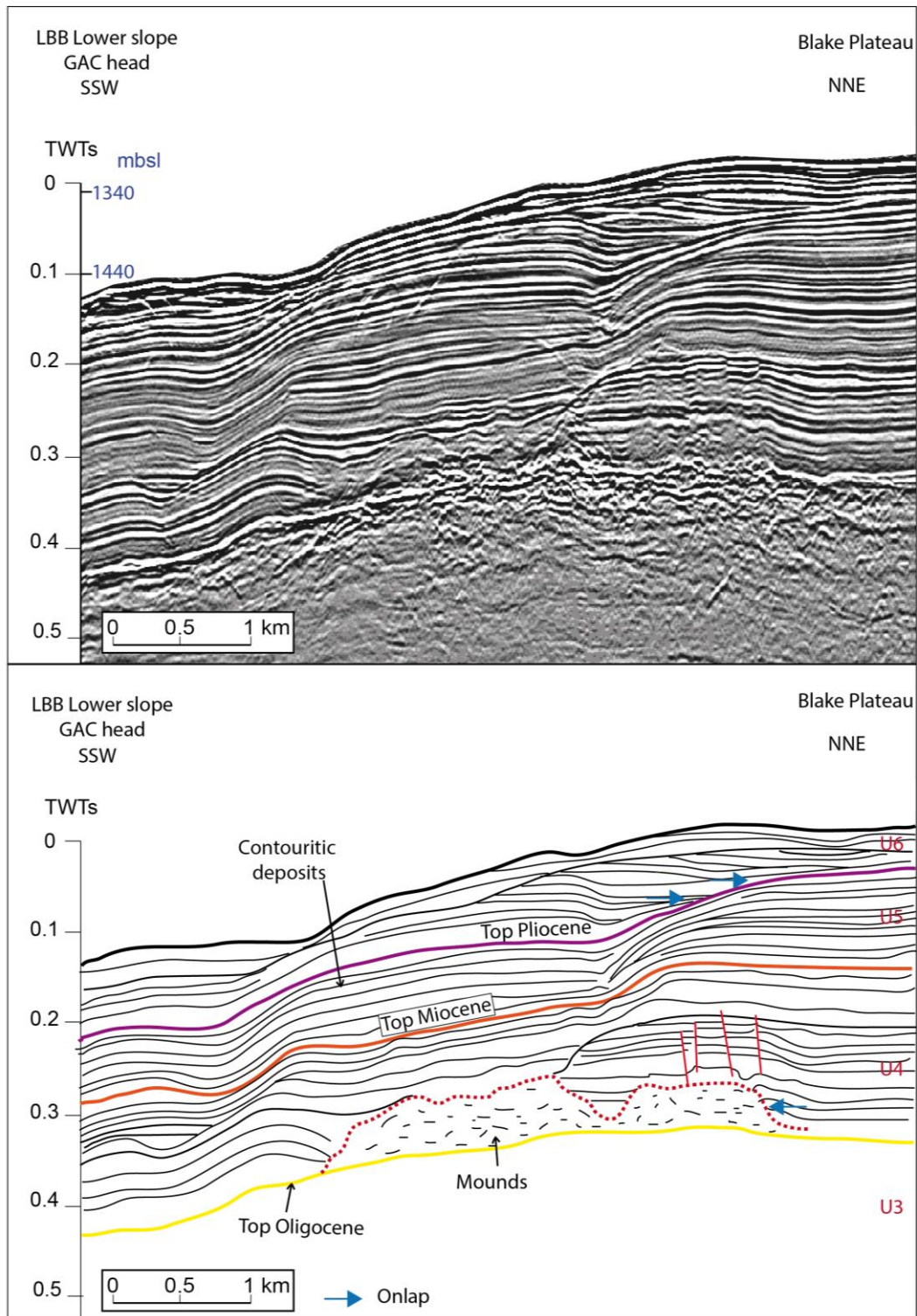


Fig. 6-8 : A. Original seismic profile. B. Interpreted seismic profile. The red stippled lines are the contours of the mounds shaped structures. Mbsl = meters below sea level. See location on Fig. 6-2.

6.6.3 Isochrone maps

Maps representing the spatial morphology and extension of regional reflections defining our seismic units rely on the seismic dataset acquired during Carambar 2 cruise. It defines a paleo topography and allows to define trends in the seafloor morphology in terms of erosion/deposition processes between the top Albian and the top Pliocene horizons (Fig. 6-9).

The excavation and development of the Great Abaco Canyon appears here as a clear valley develop from Post-Oligocene to Pliocene. It defines the canyon head morphology through times and until near its present location. The northeastern depression seems to extend westward and the Great Abaco Canyon head appears more precisely, particularly during Pliocene (Fig. 6-9C & D). The two present-day main tributaries of the GAC are emphasized on the Top Eocene paleotopography, with a clear definition of their valley, corresponding to their present-day location (Fig. 6-9B).

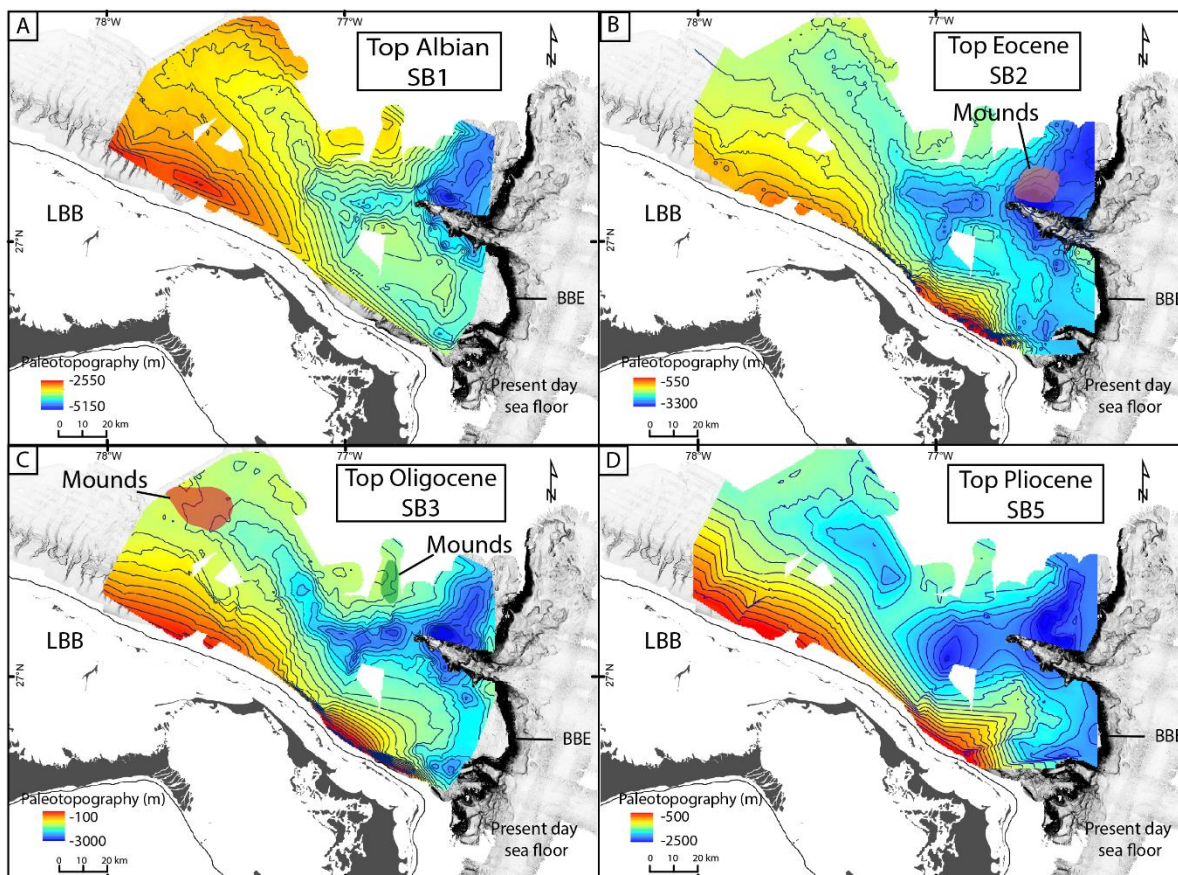


Fig. 6-9 : Isochrones maps of seismic discontinuities. A. Top Albian (SB1). B. Top Eocene (SB2). C. Top Oligocene (SB3). D. Top Pliocene (SB5).

The preexisting presence of a depression north of the Great Abaco Canyon and close to the Blake Bahama escarpment edges appears since the Albian (Fig. 6-9A). This structure appears constant through times with an elongated morphology, 3 km long in an NNE/SSW direction and 15 km wide.

The evolution of the lower slope of the Little Bahama Bank appears here with an important development/aggradation during Oligocene and Pliocene/Quaternary times, comparing to its evolution in Albian/Eocene.

The establishment of the Little Abaco appears at Eocene times with a circular depression and refines with a progressive funneling upslope of the present canyon location. This valley appears better defined during post – Oligocene time. During Pliocene, it appears close to the present location of the Little Abaco Canyon (Fig. 6-9D).

6.7 Discussion

6.7.1 Blake Plateau hydrodynamics

The study of the seismic profiles over the Blake Plateau reveals continuous very-high amplitude stacked sequences separated by discontinuities and associated with mound-shaped structures interpreted as cold-water carbonate mounds. These particularly parallel-bedded deposits could be interpreted as contouritic deposits as they display typical seismic facies and geometries associated with contouritic deposits (Fig. 6-10; parallel stacked deposits with lenticular shape associated with a moat; Rebesco et al., 2014).

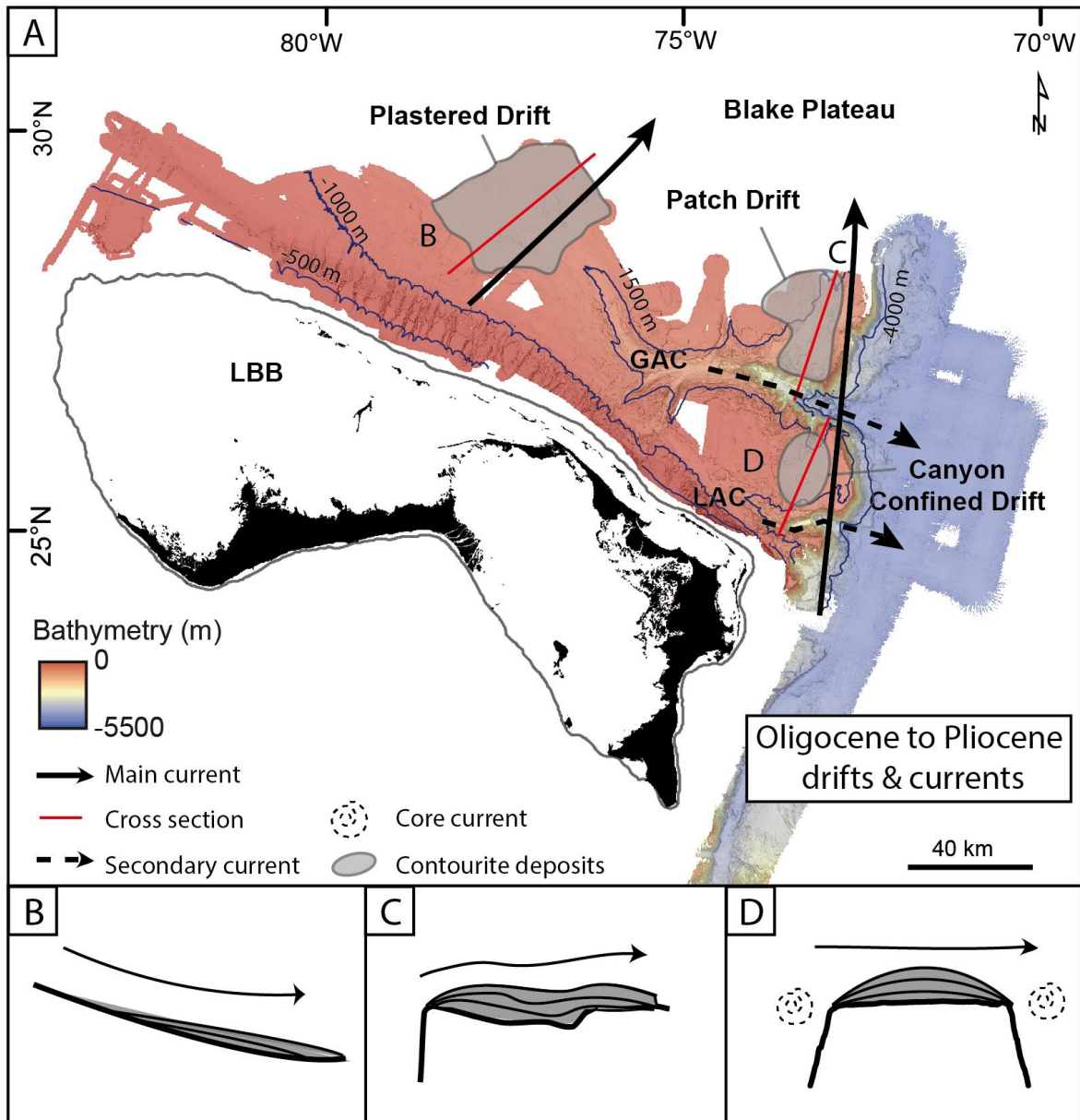


Fig. 6-10 : Paleo drift morphology and inferred current pathways from Oligocene to Pliocene. A. Drift location of the cross sections and inferred currents pathways. B. Plastered Drift on the lower slope of the Little Bahama Bank. C. Patch drift north of the Great Abaco Canyon. D. Canyon confined drift on the relict plateau.

Contourites and cold-water coral mounds development both depend on the bottom current regime and sediment supply to generate the sedimentary record in which these processes are documented (Hebbeln et al., 2016). Contouritic drifts establish under persistent current dynamic and records variations in

current regime (Stow et al., 2002). At the same time, the growth and establishment of cold-water carbonate mounds, especially bioherms, strongly depends on the sediment supply and associated current dynamic (Flögel et al., 2014) as well as relatively poor classic supply that can inhibit the cold-water coral mounds development (López Correa et al., 2012). Contourites and cold-water coral mounds in general seem to occur at the same water depth (constrained by the occurrence of mounds as contourite deposits in all water depths ; Hebbeln et al., 2016). Thus, these alternations and interfingering between contouritic deposits and carbonate mounds growth witness hydrodynamic changes in the study area. Therefore, these structures are intrinsically linked to the Blake Plateau current regime.

Isopach maps corresponding to the contouritic sequences allows highlighting their spatial geometry (Fig. 6-11). A NNE/SSW trend can be observed for Oligocene/Mid-Miocene with a thicker central part of the drift situated along this axe on the BP as well as on the relict plateau (Fig. 6-11).

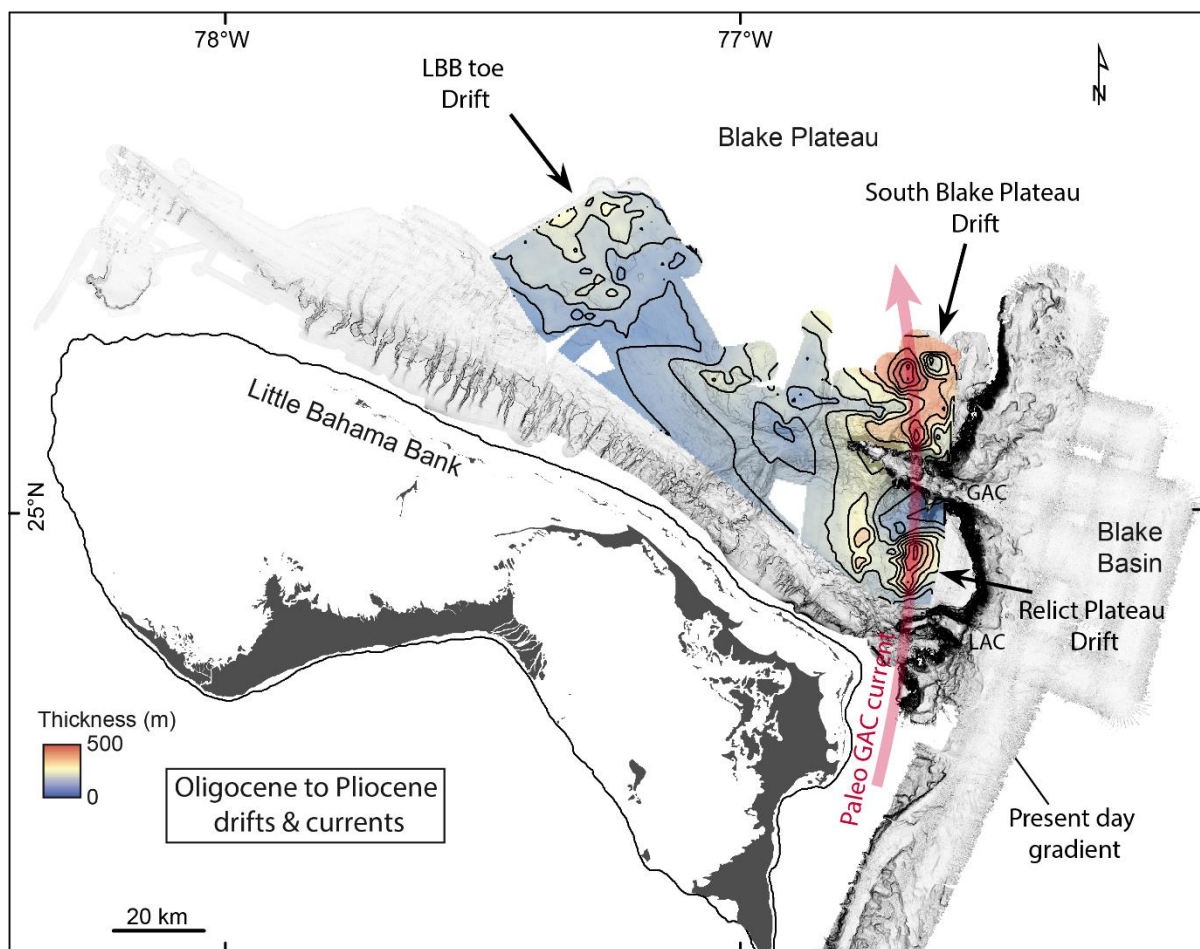


Fig. 6-11 : “Paleobathymetry” of the top Oligocene associated with isopach map of contouritic deposits present over the top Oligocene. Inferred Oligo-Miocene currents i.e Paleo GAC Current. GAC = Great Abaco Canyon.

North of the Great Abaco Canyon, the distribution of the contouritic deposits seems to be controlled by the irregular sea floor morphology (defined here by a depression with irregular seafloor on the isochrone map, Fig. 6-3 & Fig. 6-9). It corresponds to “patch drifts” according to Rebesco et al., 2014 (Fig. 6-10A & C). These drift deposits emphasize a current regime with sediment accumulation deposition along a NNE/SSW orientation with a core current direction following the Blake Bahama Escarpment direction (Fig. 6-10). Moreover, it corresponds to the maximum sediment accumulation on the isopach map (Fig.

6-11). This could define the direction of post Oligocene NNE/SSW bottom currents, consequently flowing northward.

The contouritic deposits over the relict plateau display a well-defined “confined” morphology with a mounded geometry delimited by two moats (Fig. 6-4 & Fig. 6-10B). The presence of both Little Abaco Canyon and Great Abaco Canyon south and north of the deposits implies a flow activity and current path through these features (Fig. 6-10). The small asymmetry between the south and the north of the drift, with lightly thicker deposit north, might infer a stronger influence of the Great Abaco Canyon than the Little Abaco Canyon on the deposits. These canyon-related currents may interact with the NNE/SSW bottom currents previously described allowing the deposits in the northern part of the study area creating an interplay between these flows, allowing this peculiar elongated, mounded, and confined drift shape. Thus, we could define here a “canyon confined” drift.

The drift localized upstream the present Great Abaco Canyon head presents a uniform thickness and is located on a gentle slope with no peculiar topographical feature. It can be associated to a “plastered” drift morphology (Fig. 6-5). The stacking of the contouritic deposits displays a general aggradation pattern with a thicker accumulation towards the Little Bahama Bank slope. It suggests lower velocity current than the previous contourites types with bottom current flowing northward.

The maximum thickness of contouritic deposits seems to occur during Oligocene to Mid-Miocene. This sediment accumulation is consistent with the paleo topography of the area, depicting an ancient depression. It highlights the impact of the preexisting topography over contouritic deposition. Contour current flowing northward at least during Oligo-Miocene times should have led to these deposits and supply the mounds, maintaining their growth.


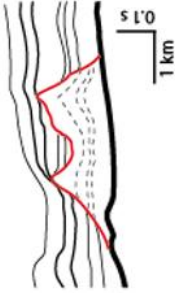

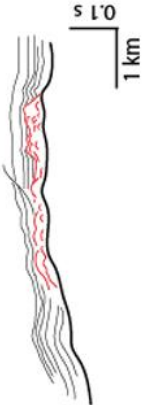
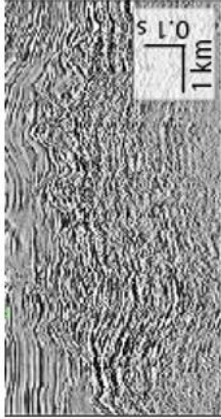
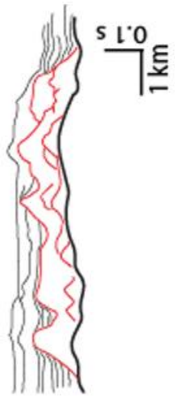
The accumulation of contouritic deposits emphasizes a post-Oligocene intensification of the currents over the southern Blake Plateau adopting a preferential pathway along the Blake Bahama escarpment edges. This current will be referred herein as Paleo Great Abaco Canyon Current as it could correspond to both bottom Antilles Current or the first layers of Deep Western Boundary Current. The pre-existing Oligocene discontinuity associated with a sea level drop and current intensification (Haq et al., 1987; Miller et al., 2005) created a hard ground. It can be associated with a hiatus corresponding to an intensification of current-induced erosion also observed northward along the Blake Outer Ridge (Faugères and Stow, 2008). This phenomenon has been observed during some Quaternary periods over northwestern LBB slope (Chabaud et al., 2016). It results in ideal conditions for mound development as it reduces sediment supply from the platform and allows the nutrients supply by strong contour currents thanks to the increasing current regime. The presence of chemohierms associated with fluid seepages and faults highlights fluid circulation inside the ancient drowned platform and the Blake Plateau. The absence of mounds of a consequent size on the seismic profiles after Mid-Miocene and the change in the deposit geometry suggest a strong change in the current regime of the Blake Plateau area and a shift of contouritic deposition to hemipelagic deposition.

6.7.2 Mound classification

In general, on the southeastern Blake Plateau, mound-shaped structures are associated with topographic lows and fluids escape structures, which indicates two different mound origins: Fluid-associated mounds (chemohierms, comparable with those in the northwest of LBB and in the Santaren Channel) and current-associated mounds (biohierms, comparable with their counterparts in the Santaren Channel). The

stratigraphic association of mounds with erosion surfaces is further indicative of general changes in the hydrodynamics parameters in the zone.

The large dome-shaped structures imaged in the seismic lines can be compared with similar structures observed in the Strait of Florida (Grasmueck et al., 2006; Correa et al., 2012b), the Great Bahama Bank (Correa et al., 2012a), the Little Bahama Banks (Mullins et al., 1981; Tournadour, 2015), and the Santaren channel (Lüdmann et al., 2016). Thus, these structures could be interpreted as buried cold-water carbonate mounds. The different morphologies, sizes and locations of the dome-shaped structures observed on the seismic profiles allow us to classify them in three types (Tab. 6-5). The first type is constituted of structures present in the southeastern Blake Plateau. These are comparable in terms of shape with the type 1 typical cold-water coral mounds present in the Santaren Channel (Lüdmann et al., 2016), and with the type A mounds on the Little Bahama Bank slope (Tournadour, 2015). They have mound-shape builds (Fig. 6-7, Tab. 6-5) and are associated with synchronic growth of onlapping contouritic deposits and a contouritic blanket cover at their top. Mounds grew during the Oligocene as they take root on the top Eocene discontinuity and are covered by Miocene contouritic deposits. The mounds are situated in a topographic low, which is interpreted as having acted as a preferential current pathway. Therefore, it is proposed that they represent current-associated lithoherms.

| | Seismic facies | Interpretation | Description | Height (twt s) | Width (km) | Constrain age |
|--------|--|---|---|------------------------------------|---------------|--|
| Type 1 |  |  | Huge mound shape builds Synchronous growth of onlapping contouritic deposits Contouritic blanket cover at the top of the mounds Can be compared with the modern mounds on the Little Bahama Bank and Santaren Channel (Tournadour (2015) and Lüdmann et al., 2016) | 0.15 ~300 m | 1.5 | Oligocene to Early Miocene (U3) Above SB2 |
| Type 2 |  |  | Smaller clustered mound shape builds Contouritic blanket cover at the top of the mounds Synchronous growth of onlapping contouritic deposits Can be compared with the modern mounds Santaren Channel (Lüdmann et al., 2016) | 0.05 ~100 m | 0.3 | Early to mid- Miocene (U4) Above SB3 |
| Type 3 |  |  | Mix between type 1 and 2 mound shape builds Contouritic blanket cover at the top of the mounds Synchronous growth onlapping contouritic deposits | 0.03 to 0.12 ~60 to 240 m | 0.3 to 1.5 | Early to mid- Miocene (U4) Above SB3 |

Tab. 6-5 : Mounds classification.

The second mound type is located in the southeastern Blake Plateau, north of the Great Abaco Canyon and near the Blake Bahama Escarpment (Fig. 6-8, Tab. 6-5). These structures are comparable with the type B mounds at the toe of the Little Bahama Bank northern slope (Tournadour, 2015) and type 1 or 3 mounds, conical to polygonal in shape in the Santaren channel (Lüdmann et al., 2016). Here, smaller clustered coalescing mound-shaped buildups characterize these mounds. They are also associated with a synchronic growth of onlapping contouritic deposits and a contouritic blanket cover at their top. Those mounds are present over the Oligocene discontinuity and develop during the Early to Mid-Miocene. Like the previous types of mounds, they are interpreted as current-associated mounds as they are also situated in a topographic low (Fig. 6-8, Fig. 6-9, Tab. 6-5).

The third type of structures are in the western Southeastern Blake Plateau (Fig. 6-6, Tab. 6-5). These are comparable with the modern mounds present in northwest of LBB (Tournadour, 2015) and the type 2 of the fluid-related mounds probably formed by abiotic carbonate precipitation in the Santaren Channel (Lüdmann et al., 2016). It is a mix between the two previous types as it shows both huge mound shape builds and present coalescing forms (Fig. 6-6, Tab. 6-5). They are also associated with a synchronous deposition of onlapping contouritic deposits and a contouritic blanket cover at their top. These mixed mounds are present over the Oligocene discontinuity and develop during Early to Mid-Miocene. These are situated above faults, fractures and seismic signatures and facies that can be associated with fluid escapes. Consequently, their origin and development are fluid-associated and define chemohermes.

6.7.3 Tectono-stratigraphic evolution

Seismic data also allow to better identify the structural background of the northern Bahamas. Faults or large fractures appear to affect the entire sedimentary pile of the Blake Plateau. Their direction seems to be parallel with the Great Abaco Fracture Zone (Fig. 6-12). The isochron maps also reveal a progressive deepening of the Great Abaco Canyon head (Fig. 6-9). This can be observed mainly between Oligocene and Pliocene maps (Fig. 6-9), were a clear evolution of the Great Abaco canyon establishment. Its progressive upstream migration suggests a retrogressive erosion process in the structurally controlled canyon growth (Recouvreur et al. *subm*).

Analysis of seismic profiles allowed generating isopach and isochrone maps of deposits at different times as well as to precise the stratigraphic evolution of the Blake Plateau. The Albian/Cenomanian discontinuity highlighted by a strong amplitude reflection (SB1; Fig. 6-3, Fig. 6-4, Fig. 6-5) testifies the drowning of the Blake Plateau in response to the Cretaceous combined sea level rise and thermic subsidence due to the convergence and subduction of the Caribbean plate under the Cuban arc Fig. 6-13 ; Pindell, 1994).

The topographic high situated near the present-day slope location since post Albian settings (Fig. 6-9) attests the retreat of the reef from the drowned Cretaceous platform to the present location of the Little Bahama Bank slope. This retreat is emphasized by the joint amplification of two processes: accretion of the platform and excavation of the Little Abaco Canyon through retrogressive processes (Fig. 6-9).

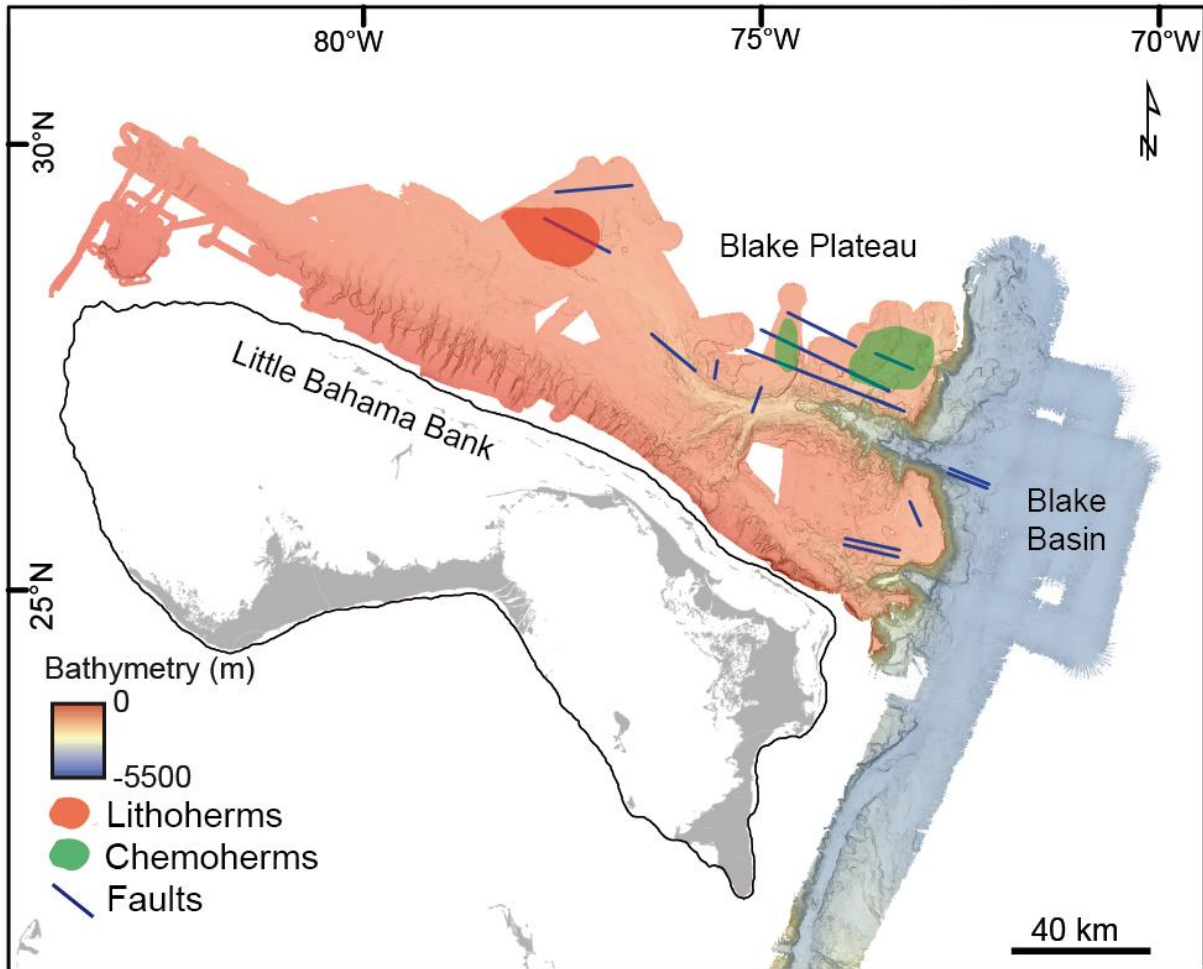


Fig. 6-12 : Location of carbonate mounds (red patches = red patches; chemoherms = green patches), fault occurrence on HR seismic profile and inferred fault zone with fault direction.

A chaotic hard ground expresses the Oligocene regional unconformity and seal faults underlying the mounds (Fig. 6-3, Fig. 6-4, Fig. 6-5 and Fig. 6-13). The arising mounds above the contouritic deposits suggest higher deposition rates compared to the drift settings (Hebbeln et al., 2016). The presence of such mound hereby testifies a locally enhanced sedimentation rate during post-Oligocene times (Fig. Fig. 6-6, Fig. 6-7 and Fig. 6-8). On the south Blake Plateau one can observe huge mounds (type 1) that rise above the contourites deposits. Such an association depicts particularly favorable environmental conditions for the mound growth. Consequently, the post-Oligocene mound growth associated with synchronous contouritic deposits could be a response to the Paleo Great Abaco Canyon Current intensification (Fig. 6-13), suppling the mounds with enough sediments and nutrient and allowing contourite deposits. Its testimonies the Paleo Great Abaco Canyon Current intensification and deposition associated with carbonate material exported during the Miocene Bahamian platform development. This is also consistent with an Oligo-Miocene presence of strong northward flowing bottom currents not only along the Blake Bahama Escarpment but also over the escarpment edge and across the Blake Plateau.

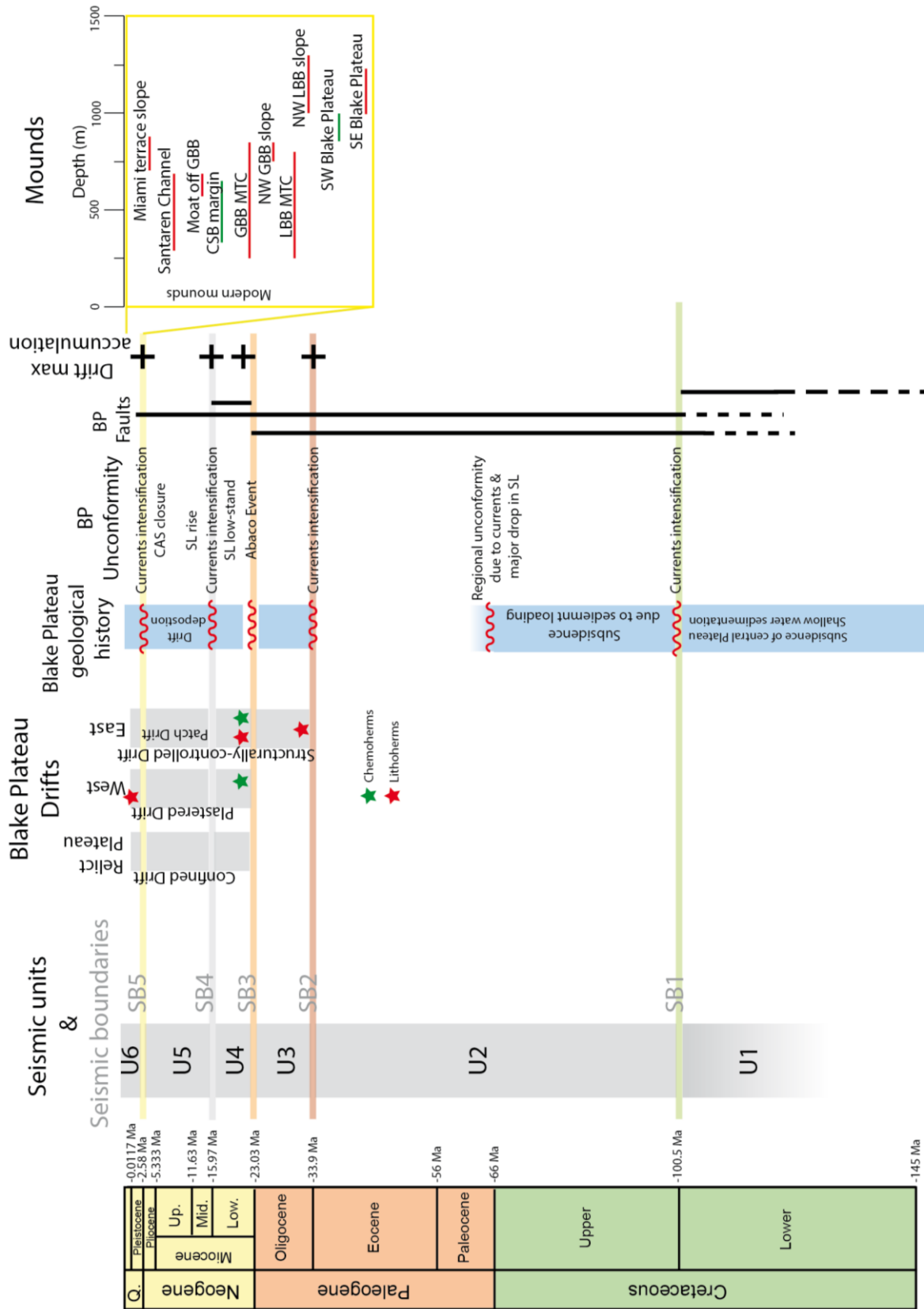


Fig. 6-13 : Synthesis of facts related to the Blake Plateau geological history, drift deposits and mounds characteristics. BP= Blake Plateau; SL= Sea level. Chemoherms are represented in green, lithoherms are represented in red.

6.8 Conclusions

This paper presents the first results about the seismic architecture of the southern Blake Plateau and associated drift and buried cold water carbonate mounds. New high-resolution seismic profiles acquired on the southern Blake Plateau shows the Cenozoic hydrodynamic changes in the northern Bahamian archipelago. They highlight the occurrence of a strong Oligo-Miocene contour current flowing northward along the Blake Bahama Escarpment edges and across the Blake Plateau. This leads to the deposition of up-to-20 km long and 10 km wide contourites with geometry that emphasizes the interplay between structural and hydrodynamic processes in the drift regime of deposits. This current interaction with the establishment of two sizable canyons resulted in a “canyon confined” morphology of deposits with two moats corresponding to the canyons activity and an elongated shape resulting from bottom currents. It deposits synchronically “patch drift” topologically driven in a depression on the Blake Plateau which moat occurs along the depression edge. The thin, plastered drift in the western part of the study area illustrates the topographic influence over the geometry of the contouritic deposits. The clear difference between the morphology of the contouritic deposits and between the pre-existing topography on the relict plateau as well as north of the Great Abaco Canyon implies a different structural hold between the western and eastern Blake Plateau. Large diffuse dome-shaped structures imaged in the seismic lines could be interpreted as cold-water carbonate mounds. Most of them form coalescing structures. In addition, some mounds are associated with topographic lows and with fluids escape structures, which indicates two different mound origins: Fluid-associated mounds (chemoherms) and current-associated mounds (bioherms). The coexistence of fault/fracture zone and the mounds location suggest a strong relationship between these structures and a chemoherm growth. The association of mounds with contouritic deposits highlights the hydrodynamic, topographic and structural active interaction involved in the cold-water carbonate mounds development.

Chapitre 7 : Synthèse, Discussion et Perspectives

Résumé du chapitre

Notre étude avait pour objectif d'enrichir les connaissances sur les mécanismes de transfert des carbonates depuis la pente (< 1200 m) vers la zone profonde (\geq 4500 m) par l'intermédiaire de canyons ; la compréhension de la genèse et la persistance de canyons en environnement carbonaté ; et la précision des mécanismes d'évolution et de grandes tendances sédimentaires de la pente nord du LBB et du plateau de Blake. L'ensemble des résultats obtenus à partir des données de bathymétrie, de réflectivité et de sismique très haute et haute résolution acquis lors de la mission Carambar 2 leg 1 ont permis d'y répondre en s'appuyant sur plusieurs problématiques : (1) proposer une vue à grande échelle de la distribution sédimentaire et morphologique de la pente du Petit Banc des Bahamas; (2) analyser l'évolution et la dynamique du canyon de Great Abaco et proposer un modèle de mise en place des canyons carbonatés de taille conséquente ; (3) Déterminer l'évolution stratigraphique et architecturale du plateau de Blake à travers l'étude des géométries contournitives et des monts carbonatés d'eaux froides associés ; préciser les conditions hydrodynamiques et leur variabilité spatiale et temporelle ; et (4) comprendre l'évolution profonde de la transition entre la pente et la plaine abyssale depuis le Crétacé jusqu'à l'actuel.

Ainsi, dans un premier temps, nous proposons dans ce chapitre une synthèse des résultats obtenus et présentés dans les chapitres précédents. Il récapitulera les différents processus et structures qui affectent la région nord du LBB selon une chronologie temporelle et spatiale. Nous présenterons d'abord les structures héritées des mouvements structuraux depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé puis nous récapituleront la mise en place des grandes structures du Crétacé au Miocène de la région du nord des Bahamas. Nous finirons cette première partie sur la géomorphologie et les processus sédimentaires actuelles de la marge nord du LBB. Ensuite, nous discuterons de la mise en place du GAC et du BBE, éléments morphologiques qui influent sur la sédimentation de cette marge carbonatée. Les différents éléments structuraux et processus qui caractérisent cette région seront mis en comparaison avec d'autres systèmes. Enfin, ces travaux seront mis en perspectives.

7.1 Synthèse des résultats obtenus

Ces travaux de thèse font état des résultats obtenus sur la pente nord globale du LBB (Carambar 1 Leg 2 ; Carambar 1.5 ; Carambar 2 Leg 1) et plus précisément sur le plateau de Blake et le *Blake Basin* (Carambar 2 Leg 1). Ils viennent compléter les études précédentes de traitement de carottes (drift de péri-plateforme du LBB, Chabaud et al., 2016 ; genèse du prisme Holocène du LBB et exports sédimentaires sur le LBB, Fauquembergue et al., 2018) et du traitement de données acoustiques et sismiques (dynamique sédimentaire et architecture des canyons et du MTC affectant la partie orientale du LBB, Tournadour, 2015). Notre étude a permis de réaliser une analyse de l'ensemble de la distribution sédimentaire et morphologique de la pente du Petit Banc des Bahamas en proposant un modèle de mise en place et d'activité du GAC. En particulier, l'étude des profils de sismique haute résolution a permis précisant l'évolution stratigraphique et architecturale de la pente inférieure du LBB et du plateau de Blake. L'ensemble de ces résultats permet de proposer une synthèse globale différents processus, de l'architecture et structures qui affectent le nord de la pente du LBB, le plateau de Blake et le *Blake Basin*.

7.1.1 A l'échelle régionale : Héritage structural (Jurassique – Fini Crétacé)

7.1.1.1 Failles et fractures

L'ouverture de l'Atlantique au Jurassique et la période de rifting associée ont permis le développement de zones de fractures et failles affectant l'ensemble des Bahamas. Ainsi, fractures et failles (avec une direction générale N110) se retrouvent sur la totalité de la zone d'étude, notamment la pente orientale moyenne et inférieure du Petit Banc des Bahamas, le sud du plateau de Blake, et le sud du *Blake Basin* (Fig. 7-1). A contrario, la zone occidentale de la pente du Petit Banc des Bahamas et la zone du drift du LBB semblent moins affectées par la fracturation qui n'apparaît pas en sismique sur les données de la campagne Carambar 1 (présence de la *Walker Cay Fault* ; Mullins and Van Buren, 1981). Plusieurs familles de failles et fractures peuvent être distinguées sur les profils de sismique haute résolution. Ces failles, soient : (1) sont scellées par la discontinuité oligocène (SB3) ; (2) sont scellées par le top Pliocène (SB5) sur le plateau de Blake ; et (3) affectent jusqu'au Miocène Moyen (horizon M) dans le *Blake Basin*.

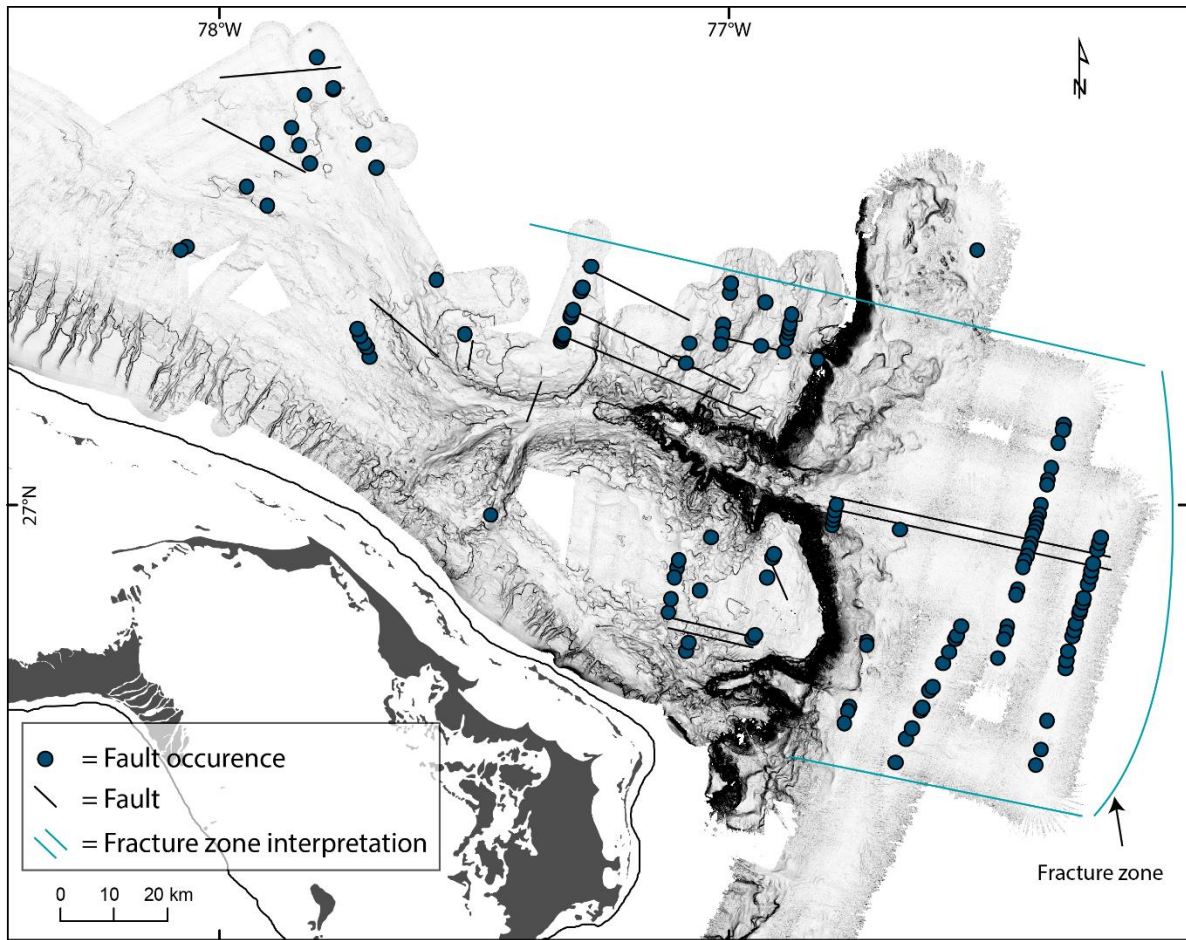


Fig. 7-1 : Localisation des failles et fractures sur les profils sismiques (points) et interprétations des failles et zones de fractures.

7.1.1.2 *Bench* et escarpement

Sur les profils de sismique haute résolution, un faciès fortement chaotique et sans structure marque le pied d'escarpement (Fig. 7-2 ; Fig. 7-3). La transition escarpement - bassin est caractérisée par une variation latérale de faciès, avec une apparition de structures définies par des réflecteurs d'amplitudes modérées à fortes. Le sommet de ce faciès est défini par un réflecteur à forte amplitude associé à une discontinuité régionale (Fig. 7-3 ; horizon A = top Crétacé ; limite Albien/Cénomaniens ; Benson et al., 1978). Ainsi, ce réflecteur définit le sommet du *bench*, c'est-à-dire le toit de la plateforme Crétacé ennoyée (Fig. 7-2 ; Schlager and Ginsburg, 1981 ; Schlager, 2005).

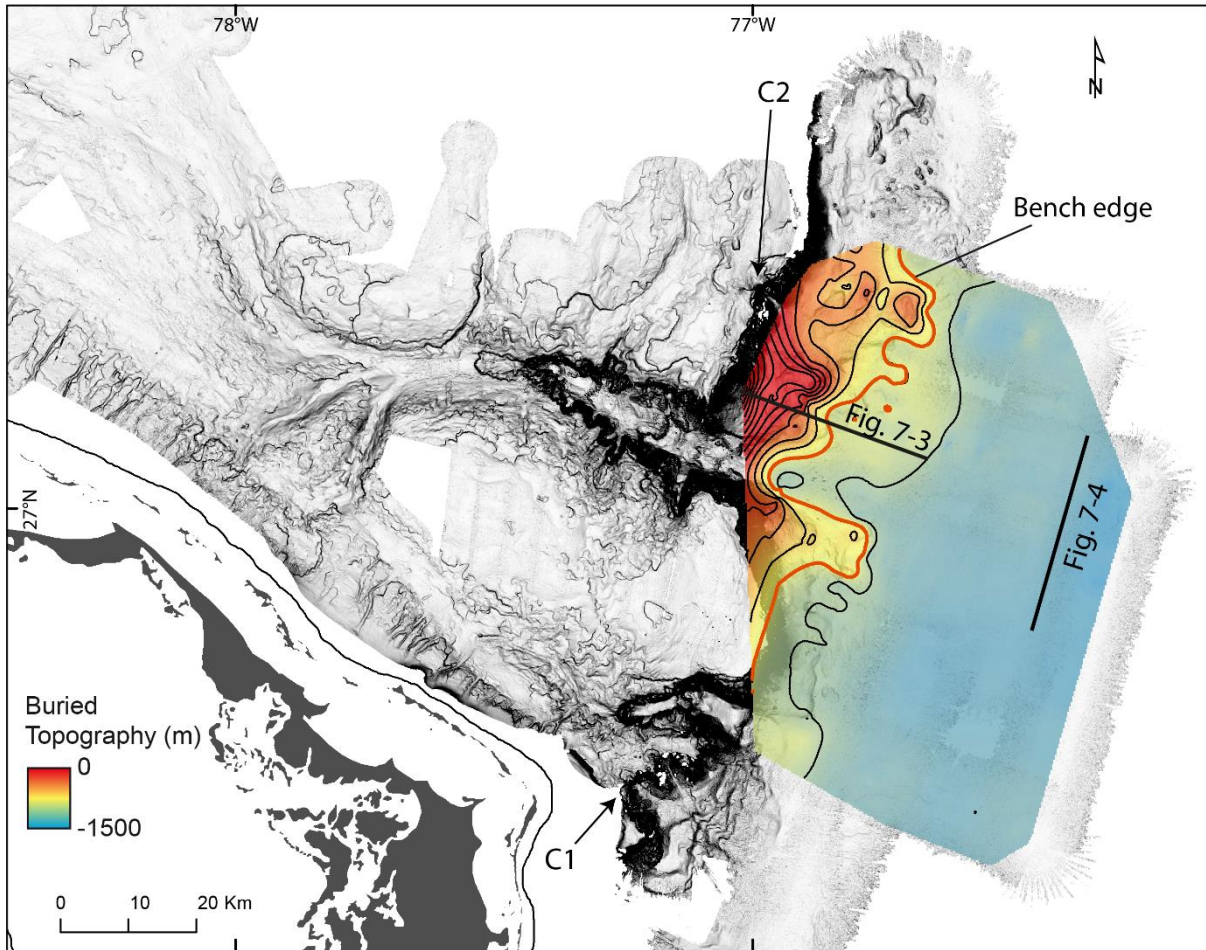


Fig. 7-2 : Carte isochrone du sommet du *bench* en pied d'escarpement et dans le *Blake Basin*. Isolignes 100 m. C1 et C2 deux canyons incisant le BBE. Localisation des profils sismiques des Fig. 7-3 et 7-4.

Ce *bench* peut apparaître jusqu'à 20 km en retrait par rapport à la position de l'escarpement actuel (Fig. 7-2, Sheridan et al., 1970). Des réflecteurs définissant des prismes de bas de pente montrent l'aggradation de la plateforme intra Crétacé probablement au Barrémien – Tithonien inférieur (Sheridan et al., 1981). Des faciès sourds présentant des hyperboles et des structures chaotiques sont interprétés comme des complexes de dépôts en masse. Ils sont orientés ESE et s'étendent sur 10 km dans le bassin, avec une épaisseur maximum de 0.3 twt s soit ~ 387 m issus de l'escarpement (en gris sur la Fig. 7-3 ; vitesse déterminée au site 391 ; Sheridan, 1981). Ces dépôts ante-horizon A montrent que le recul de l'escarpement n'est pas purement lié à l'aggradation de récifs mais aussi aux événements gravitaires associés à l'activité sismique dans la zone ou dans son voisinage. Latéralement encore, en direction du SE, des géométries en anticlinal, marquées de part et d'autre par des failles et structures de remplissage, pourraient correspondre à la transition continent-océan dans la région nord Atlantique.

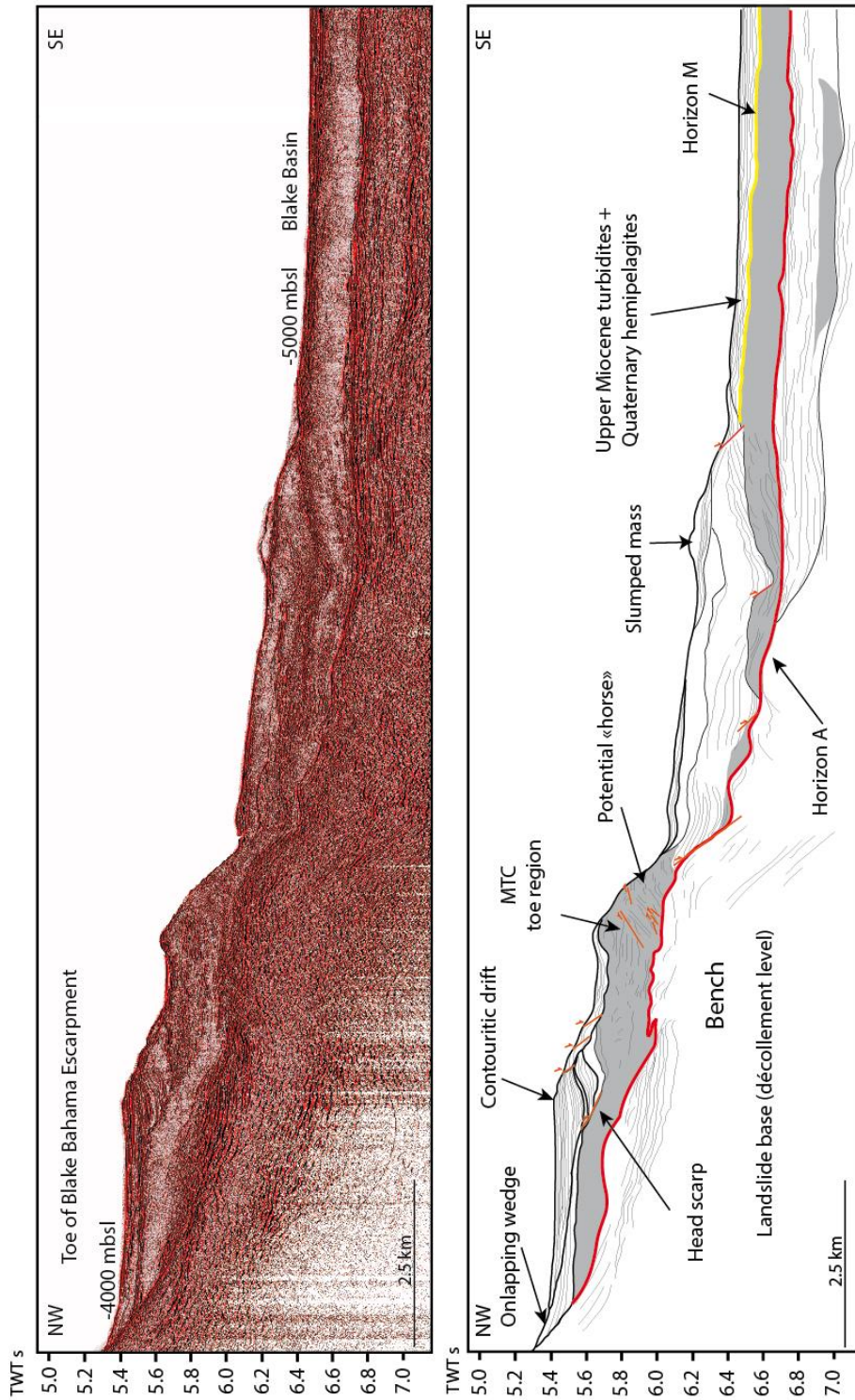


Fig. 7-3 : Profil sismique localisé perpendiculairement à l'escarpement et en pied de celui-ci. Localisation et illustration du bench lié à l'horizon régional A (en rouge). En gris, unités sismiques correspondant à des mass transport deposits. Les failles sont illustrées par des tracés orange. Localisation du profil sur Fig. 7-2.

7.1.2 A l'échelle du Nord Bahamas : mise en place des grandes structures (fini-Crétacé – fini Miocène)

7.1.2.1 Sédimentation contouritique, mise en place des drifts

La plateforme ennoyée du Crétacé marquée à son sommet par un *hardground* érosif, sert de base topographique à la sédimentation océanique et, par la suite, à la sédimentation contouritique liée aux courants de contours actifs dans la zone.

Le développement des monts carbonatés et des dépôts contouritiques sont intrinsèquement liés au régime actuel des courants sur le plateau de Blake. Ainsi, les alternances entre les dépôts contouritiques et la croissance des monts carbonatés témoignent des changements hydrodynamiques dans la zone.

Au nord du GAC, la distribution des dépôts contouritiques (morphologie de *Patch Drift*) semble être contrôlée par la morphologie irrégulière du fond marin. Ces dépôts de drift mettent l'accent sur la présence d'un courant longeant le *Blake Bahama Escarpment* selon une orientation NNE/SSW (comme l'indique la géométrie du drift). La géométrie du drift suggère aussi un écoulement vers le nord. Ce courant pourrait correspondre soit à la partie profonde du courant des Antilles, soit à la partie supérieure du *Deep Western Boundary Current* : il sera considéré ici comme le « Paleo GAC current ».

Les dépôts contouritiques sur le plateau relique sont clairement « *confined* » avec une géométrie lenticulaire délimitée par deux *moats*. La présence du *Little Abaco Canyon* (LAC) et du *Great Abaco Canyon* (GAC) au sud et au nord des dépôts suggère un transit des courants à travers ces structures. L'asymétrie entre le sud et le nord du drift, qui s'épaissit vers le nord, pourrait suggérer une plus forte influence du GAC par rapport au LAC sur les dépôts. Ces courants, liés à la présence des canyons, interagissent avec le Paleo GAC current, entraînant le dépôt d'un drift de morphologie à la fois *elongated*, *mounded* et *confined*. Cela définit ici un drift « *canyon confined* ».

Le drift localisé en amont de la tête actuelle du GAC présente une épaisseur uniforme et est situé sur une pente douce sans caractéristique topographique particulière. Ce drift présente ainsi une morphologie *plastered*. L'empilement des dépôts contouritiques présente une architecture générale en aggradation avec une accumulation plus épaisse vers la pente du Petit Banc des Bahamas. Il suggère un courant de vitesse plus faible que les types de drifts précédents, avec une emprise moindre du courant des Antilles ou un dépôt lié aux masses d'eaux « latérales » de ce courant.

7.1.2.2 Monts carbonatés d'eaux froides

En général, sur le sud-est du Plateau Blake, les monts carbonatés d'eaux froides (mounds) sont associés à des dépressions topographiques et à des structures d'échappement de fluides, ce qui indique deux origines différentes. Les mounds sont soit : (1) associés aux fluides (*chemoherms*, comparables à ceux du nord-ouest du LBB et de Santaren) ; (2) associés aux courants (*bioherms*, comparables à ceux de Santaren Channel). Ainsi, trois types de paléo mounds sont identifiés, avec des modalités de croissance différentes :

- (1) Les mounds de type 1, isolés et de taille conséquente avec des flancs abrupts (300 m de haut et 1500 m de large). Ils s'enracinent sur le hard ground Oligocène et se développent durant l'Oligo-Miocène conjointement à des dépôts contouritiques. Ils sont localisés préférentiellement dans un creux topographique du plateau.
- (2) Les mounds de type 2 présentent des structures agglutinées (300 m de large et 100 m de haut) qui se développent entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur. Comme le type de mounds précédent, ils sont associés aux courants car également situés dans une dépression topographique.
- (3) Les mounds de type 3 ont une morphologie mixte entre les types 1 et 2 (60 à 240 m de haut et 300 à 1500 m de large). Ces mounds se sont développés entre le Miocène moyen et supérieur. Ils sont situés au-dessus de failles, de fractures et de structures sismiques interprétées comme des échappements de fluide. Par conséquent, leur origine et développement semblent associés aux fluides et définissent des *chemoherms*.

Les mounds qui croissent au-dessus des dépôts contouritiques suggèrent des taux de sédimentation plus élevés (Hebbeln et al., 2016). La présence de ces mounds témoigne donc d'une augmentation locale du taux de sédimentation pendant la période post-Oligocène. Ici, cette association décrit des conditions environnementales particulièrement favorables pour la croissance des mounds. C'est particulièrement le cas pour la partie sud du plateau de Blake où se développent de grands mounds (type 1) qui s'élèvent au-dessus des dépôts contouritiques.

7.1.2.3 Mise en place des canyons de Little Abaco et de Great Abaco

Les profils sismiques à haute résolution récemment acquis permettent de préciser la morphologie profonde du GAC et facilitent la reconstruction de sa dynamique. Sur le plan bathymétrique, ce canyon s'inscrit parallèlement à la pente de la plate-forme qu'il incise. Des géométries généralement non observées à l'embouchure des canyons bahamiens ont été illustrées ici. En effet, un paléo-lobe rempli de 500 à 100 m de profondeur à l'embouchure du GAC peut être identifié s'étendant perpendiculairement au *Blake Bahama Escarpment* dans le *Blake Basin*.

Un ensemble de failles de direction N110 est présent sous le chenal-lobe à l'embouchure du GAC. Ces failles normales, qui font parties de la *Great Abaco Fracture Zone*, sont alignées avec le canyon et présentent des géométries en « horst et graben ». Elles contraignent la position du canyon de Great Abaco à travers le temps et semblent synchrones avec son activité. La formation du canyon apparaît alors indépendante de la plateforme du Petit Banc des Bahamas. Cela diffère du modèle de formation des canyons dans les milieux carbonatés, généralement associés à la plateforme qu'ils incisent (Puga-Bernabéu et al., 2013; Tournadour et al., 2017).

Globalement, l'histoire du canyon de Great Abaco peut être résumée en trois phases principales :

- (1) Une phase structurale avec un réajustement tectonique du Crétacé au Miocène définissant l'emplacement du canyon lié à la collision Caraïbes - Cuba ;
- (2) Une phase d'incision utilisant des faiblesses mécaniques structurales durant laquelle les sédiments transitant à travers le canyon ont créé une discordance angulaire ;
- (3) Une phase de remplissage avec une importante accumulation de dépôts du Miocène supérieur liée à une période exceptionnelle d'exports en réponse à la réactivation des failles pendant la subduction Bahamas - Haïti.

Ce chenal-lobe à l'embouchure du canyon de Great Abaco, résulte de l'interaction entre système carbonaté et objets structuraux. Sa morphologie concave et son comblement par une succession sédimentaire à faciès sismiques contrastés, démontre une alternance lithologique turbidites – débrites – hémipélagites susceptible de posséder des qualités réservoirs.

Nos travaux mettent en évidence l'implication des processus de tectonique active dans la croissance des canyons carbonatés, notamment lorsque ceux-ci sont dissociés de la plateforme. Cela montre que la région du nord des Bahamas a été affectée par une activité tectonique Néogène et qu'un stockage important de matériel carbonaté a pu être effectué pendant une courte période à l'embouchure du canyon.

7.1.2.4 Sédimentation dans le Blake Basin

Six unités sismiques, présentant des réflecteurs continus et subparallèles, peuvent être définies dans la partie nord-est de la zone d'étude dans le *Blake Basin* (Fig. 7-4). Ces unités sont corrélables avec les unités déposées au-dessus de l'horizon M du site DSDP 391 et laissent supposer une extension spatiale importante de *Blake Bahama Outer Ridge* jusqu'au sud du *Blake Basin* (Fig. 7-4 ; Benson et al., 1978). Par conséquent, ces dépôts correspondent aux turbidites du Miocène supérieure suivies des calcaires argileux et des boues hémipélagiques quaternaires du *Blake Basin* (Benson et al., 1978). La présence d'un autre réflecteur érosif de très forte amplitude, surmonté de réflecteurs de faible amplitude continus et parallèles, semble indiquer un épisode d'érosion intense Plio-Pléistocène (limite SSU5 et SSU6 ; Fig. 7-4). Il correspond à l'intensification des courants post-fermeture de la *Central American Seaway*. Comme la base des unités 1, 2, 5 et 6 semble être érosive (troncature de réflecteurs sous-jacent par un réflecteur de forte amplitude), cela suggère une alternance entre : (1) une phase d'érosion/*by-pass* lié aux courants profonds affectant la zone (DWBC et AABW), et (2) une phase d'accumulation hémipélagique dans le *Blake Basin* lors de périodes hydrodynamiquement plus calmes. Une cyclicité fini-Miocène à Quaternaire accompagnée d'une strato-décroissance (jusqu'au deuxième horizon particulièrement érosif) apparaît sur les profils de sismique haute-résolution. Cette cyclicité pourrait correspondre à une alternance de périodes glaciaires / interglaciaires se traduisant par des changements hydrodynamiques (intensification des courants) et sédimentaires dans le bassin.

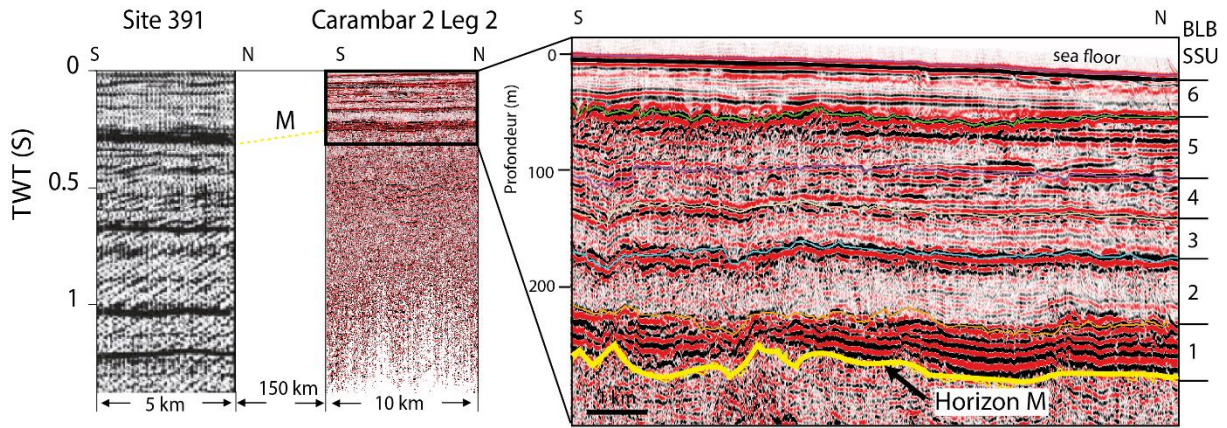


Fig. 7-4 : Corrélation entre les profils sismiques du site 391 DSDP leg 44 et Carambar 2, détail des unités sismiques post-horizon M du *Blake Plateau* ; profil sismique HR 009 ; conversion twt s en profondeur d'après les vitesses du site 391 (Sheridan, 1981). Blb = *Blake Basin* ; SSU = seismic sub-unit. Position du profil sur Fig. 7-2.

Cette séquence d'unités repose avec une géométrie en *onlap* sur un réflecteur à forte amplitude (Fig. 7-4 ; horizon M).

Ce même réflecteur est tronqué par des réflecteurs chaotiques voir sourds quand on se rapproche du *Blake Bahama Escarpment* (Fig. 7-2). Il y a alors variation latérale de faciès. Au pied du BBE, deux MTC s'étendant sur 10 km peuvent être mis en évidence sur les profils sismiques (Fig. 7-2). L'horizon A semble servir de niveau de décollement ce qui suggère deux épisodes d'effondrements : un premier à l'Oligo-Miocène et un second au Miocène supérieur. De plus, les dépôts en chevauchement et les strates tronquées suggèrent que ces événements prennent le dessus sur la sédimentation hémipélagique voire contouritique du *Blake Basin* (Fig. 7-2). Ces deux événements majeurs de MTC sont surmontés par des dépôts contouritiques bien définis (forme allongée et lenticulaire) contraints topographiquement par un bloc effondré et par un *moat* le long du *Blake Bahama Escarpment*.

7.1.3 A l'échelle du petit Banc des Bahamas : processus de sub-surface (Plio-Quaternaire)

Le vaste ensemble de données couvrant la quasi-totalité de la marge nord du Petit Banc des Bahamas révèle une grande variété de structures attestant de processus sédimentaires se produisant le long de la pente ; permettant à la fois un transport *alongslope* et *down slope* et alimentant des canyons de tailles conséquentes entaillant cette marge carbonatée *winward*.

Le transport *off-bank*, incluant le *tidal-flushing* et le *density cascading*, favorise l'export de matériaux à grains fins et grossiers depuis la plate-forme. Cette charge sédimentaire transite à travers les nombreux canyons incisant la pente moyenne et inférieure tout au long du LBB. Dans le prolongement de ces canyons, des sillons distributaires sont recoupés par d'autres sillons qui témoignent de l'impact des courants de surface et des processus de contour sur cette partie de la pente inférieure. Malgré l'apport sédimentaire modéré qui alimente la tête du canyon de Great Abaco, l'alimentation principale de ce canyon géant ne semble pas être axiale. De nombreuses cicatrices de glissements peuvent être observées dans la partie orientale de la pente inférieure. Ils affectent à la fois le plateau contouritique, le LAC et les flancs du GAC. Ces glissements semblent être la principale source de sédiments alimentant les canyons.

Les deux canyons semblent néanmoins être alimentés différemment : le canyon de Great Abaco est principalement alimenté latéralement, et le canyon de Little Abaco est alimenté à la fois axialement et latéralement. Les flux sédimentaires denses sont suffisants pour maintenir la morphologie des deux canyons carbonatés géants et empêcher leur comblement. Les courants profonds (*Deep Western Boundary Current* et *Antarctic Bottom Water*) semblent empêcher la construction actuelle d'un complexe chenal - levée - lobe à l'embouchure du LAC et du GAC.

L'analyse de la réflectivité et des données sismiques à très haute résolution montre un gradient de dépôt sur la pente du Petit Banc des Bahamas. La partie orientale de la pente est plus sujette à l'érosion tandis que la partie occidentale montre plus de processus de dépôt. Ces variations spatiales, ainsi que l'alignement inhabituel des canyons de taille conséquente avec la plate-forme du Petit Banc des Bahamas et la *Great Abaco Fracture Zone*, suggèrent que cette région est sous contrôle structural. Ce dernier s'exprime par une subsidence différentielle entre les secteurs est et ouest de la *Great Abaco Fracture Zone* et influence la dynamique sédimentaire sur la pente.

La présence de failles et fractures dans la zone est de la pente du Petit Banc des Bahamas, et leur moindre présence à l'ouest, renforce la dichotomie est-ouest constatée grâce aux données de sub-surface. Cela traduit une influence de la *Great Abaco Fracture Zone* plus importante dans la zone est. La morphologie générale du *Blake Bahama Escarpement* semble aussi influencer sur l'ensemble de la pente nord de cette plateforme carbonatée.

Outre l'influence structurale sur la sédimentation dans la zone, l'aspect hydrodynamique contribue à la majeure partie de la sédimentation de la zone se traduisant par une évolution globale du système qui passe de contouritique au Paléogène et Néogène à hémipélagique durant le Quaternaire.

7.2 Discussion

7.2.1 Fonctionnement du canyon de Great Abaco & Abaco Event

Le canyon de Great Abaco (*Great Abaco canyon*, GAC) est contrôlé structurellement par la présence d'une zone de fracture (GAFZ) et par la morphologie du BBE. Il apparaît ainsi déconnecté de la dynamique de la plateforme du Petit Banc des Bahamas, avec une incision d'extension *alongslope* et non *upslope/downslope* comme pour la plupart des canyons en domaine carbonaté. Cette indépendance vis-à-vis de la dynamique d'export de la plateforme, associée aux événements gravitaires exceptionnels affectant la région nord - LBB, suggère une dynamique de transport directe du plateau vers le canyon. Le canyon de Great Abaco semble en effet alimenté par évacuation des sédiments du plateau de Blake lors d'événement de vidanges, exceptionnels et périodiques, après une période d'accumulation. Le mécanisme de déclenchement de ces écoulements gravitaires semble à la fois lié à :

- (1) L'eustatisme, via le taux d'accumulation (productivité et recharge sédimentaire pendant les périodes d'ennoiement de la plateforme) ;
- (2) La sismicité dont l'effet est décuplé si l'accumulation sédimentaire est importante ;
- (3) L'aspect structural qui influe aussi par la création de reliefs préexistants (hauts et bas topographiques) créant des zones préférentielles d'accumulation des sédiments (e.g., dépression au nord de la tête du GAC).

7.2.2 Mise en place du Blake Bahama Escarpement

L'âge et les processus à l'origine de la mise en place du *Blake Bahama Escarpement* restent débattus depuis les campagnes anciennes d'acquisition de la sismique (Paull and Dillon, 1980). Ces auteurs, ainsi que Land et al. (1999), soutiennent une origine érosive liée à des échappements de fluides de l'escarpement (retrait par dissolution des carbonates, circulation de saumures en pied de plateforme). A contrario, Sheridan et al., (1970) et Sheridan (1981) mettent en avant l'action de failles dont l'activité le long de l'escarpement aurait permis le recul de cette ancienne plateforme vers le positionnement actuel du *Blake Bahama Escarpement* lors de la montée du niveau marin globale au Crétacé et au Paléogène.

Lors de cette étude, il apparaît que l'interaction des deux facteurs (à la fois structural et diagénétique) intervient dans la mise en place de l'escarpement (Fig. 7-5). Jusqu'à 20 km de retrait est estimé au niveau du nord du canyon de Great Abaco et une origine structurale ne peut être écartée au vu des profils de sismique haute-résolution traversant le *Blake Bahama Escarpement* (Fig. 7-5). Sur ces profils, de nombreux *mass wasting deposits* issus de l'escarpement témoignent du recul du *bench* à la suite de déstabilisations (Fig. 7-5). Ce *bench* (première étape du recul de l'escarpement) peut être carté tout au long de la marge d'Abaco (Fig. 7-2).

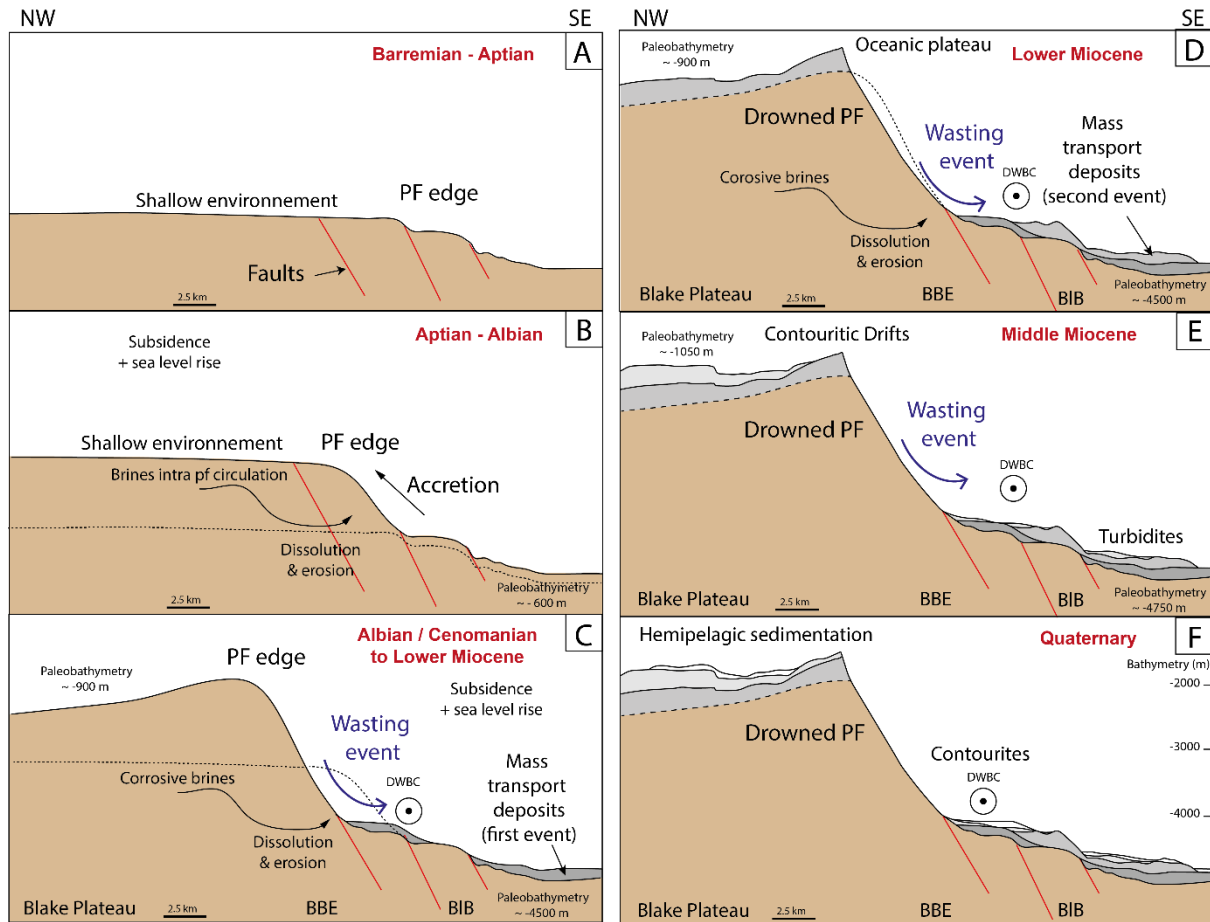


Fig. 7-5 : Schéma conceptuel de la formation et de l'évolution du Blake Bahama Escarpment. A) Méga plateforme crétacée et failles héritées. B) Subsidence et hausse du niveau marin : ennoisement de la plateforme. C) *Mass wasting event* en provenance de l'escarpement et recul de celui-ci ; érosion en bas de pente. D) Suite de ces événements et installation de la sédimentation sur le Blake Plateau. E) *Abaco event* avec enregistrement de dépôts gravitaires exceptionnels dans le Blake Basin. F) Système sédimentaire actuel avec en sédimentation hémipélagique sur le Blake Plateau, dépôts contouritiques en pied d'escarpement et dépôts hémipélagiques dans le bassin. BBE = Blake Bahama Escarpment ; BIB = Blake Basin ; DWBC = Deep Western Boundary Current ; PF = Platform. Paléobathymétries du fond marin (Blake Plateau et Blake Basin) estimées à partir des profils sismiques et de la courbe de subsidence de Shipley et al., 1978 et Austin et al., 1988.

Le caractère présence/absence de contourite le long du BBE, en bas de pente peut rendre compte du passage des courants (DWBC, AABW) avec des dépôts aggradants (contourites) et en *by-pass* (*moats*). Ainsi, le changement de processus sédimentaires dans la zone du Blake Basin (*mass wasting deposits* suivis de contourites et enfin d'hémipélagites) montre des changements régionaux, tant au niveau hydrodynamique qu'au niveau des exports sédimentaires.

D'autres canyons de taille moins importante incisant le BBE (C1 et C2 ; Fig. 7-2) semblent eux aussi suivre le modèle de mise en place de canyons structuralement contrôlés et d'extension *alongslope* en contexte carbonaté (e.g., GAC, LAC, canyon d'Exuma). Ils s'alignent eux aussi perpendiculairement au Blake Bahama Escarpement et parallèlement aux plateformes carbonatées. Leur développement pourrait être similaire à celui du GAC avec développement de *plunge pools*, *knickpoints* et d'incisions *alongslope* avec des tailles supérieures à plusieurs dizaines de kilomètre de long.

7.2.3 Etudes comparatives

Lors de cette étude, à la fois l'architecture profonde, la subsurface et la surface de la transition de la plateforme jusqu'au bassin ont pu être imagées. Le système de pente entre la région du nord des

Bahamas et le plateau de Blake semble dominé à la fois par des processus hydrologiques (courants) et par l'héritage structural (failles et zones de fractures). Ces caractéristiques influent à la fois sur : (1) les grands systèmes de dépôts anciens, comme les dépôts contouritiques du plateau de Blake, et sur (2) la mise en place des grandes structures qui vont influencer le transport sédimentaire passé et actuel comme le canyon de Great Abaco. Les facteurs influant la sédimentation du système nord Bahamien apparaissent singuliers dans le système général des Bahamas.

Le système contouritique enfoui du plateau de Blake et la croissance conjointe d'un système de monts carbonatés d'eaux froides, semble être une nouveauté. C'est le cas de la découverte de système contouritique pré Miocène puisque la majorité des systèmes de drifts Bahamiens sont mis en place après le Miocène et au Plio-Pléistocène (Betzler et al., 2014; Chabaud et al., 2016; Lüdmann et al., 2018; Paulat et al., 2019; Mulder et al., 2019).

Les monts carbonatés modernes du LBB sont situés sur la pente moyenne ouest (Tournadour, 2015; Chabaud et al., 2016). A contrario, les paléo monts carbonatés sont plutôt situés à l'est de la pente nord et au sud du plateau de Blake. Cela suggère un déplacement latéral des conditions favorables au développement des monts carbonatés vers l'ouest de l'Oligocène au Pliocène.

Le système de *periplatform* drift de *Santaren Channel* (Lüdmann et al., 2016) est lié au courant de Floride et présente des monts carbonatés d'eaux froides modernes, soit associés aux courants, soit associés avec des échappements de fluide. Ces monts carbonatés sont comparables aux paléo monts décrits précédemment (chapitre 3). Les conditions de développement de l'association monts carbonatés/drifts Oligo-Miocène présentée ici pourraient donc être comparables aux conditions de développement modernes du système de *Santaren Channel*.

Les canyons sous-marins présents dans des environnements purement carbonatés ont généralement des tailles similaires à celles des *slope canyons* de la pente nord du LBB (e.g., système mixte de la Grande Barrière de Corail ; Puga-Bernabéu et al., 2013, ravines de la vallée d'Exuma). Certains ont des morphologies semblables aux canyons de Great Abaco et Little Abaco, comme les canyons d'Exuma (Mulder et al., 2018b), de Crooked, et de Great Bahama (Mulder et al., in prep). Ces canyons de grande taille sont vraisemblablement contrôlés structuralement (Mulder et al., in prep) et présentent tous des complexes dépositionnels à leur embouchure (canyon d'Exuma, Mulder et al., 2018b ; canyon de Great Bahama, Mulder et al., in prep ; Eleuthera, mission BACAR).

Le système d'escarpement dans incisé par un canyon à l'origine d'un lobe de nos travaux apparait comme l'analogue de systèmes anciens comme le système du Gargano en Italie (Borgomano, 2000; Hairabian et al., 2015) :

L'emplacement caractéristique de ce système, dans une zone de relais entre la plate-forme orientée NW-SE et le système de failles Mattinata orienté E-O ont favorisé l'existence d'une zone de transtension depuis l'Aptien supérieur jusqu'à la fin du Crétacé. La distribution spatiale des dépôts d'écoulement gravitaires montre que les systèmes de bas de pente ont été alimentés par des segments de plate-forme distincts avec des profils de pente différents. Dans ce contexte, la nature et l'origine du matériau carbonaté resédimenté ont été contrôlés par la fracturation de la marge, la réponse de production des carbonates face aux changements relatifs du niveau de la mer, mais ont également été fortement influencés par le profil de la pente.

Lors de l'étude de la région nord des Bahamas, le système de dépôts gravitationnels du lobe à l'embouchure du GAC apparaît similaire au système exhumé du Gargano. Il y a, en effet, un contrôle de la sédimentation de bas de pente liée à la fracturation et la morphologie du *Blake Bahama Escarpement*. Cependant, le système étudié ici est indépendant de l'influence de la plateforme sur les exports de bas de pente pour la période Crétacé/fin - Miocène. Ici, ce sont la morphologie de la pente (i.e., morphologie de l'escarpement) et sa fracturation qui sont les contrôles dominants sur les exports.

7.2.4 Systèmes carbonatés : influence des mouvements structuraux

Ainsi, la morphologie du *Blake Bahama Escarpement* contrôle la mise en place de canyons dans ce contexte carbonaté. Cet escarpement, dont le recul est structuralement contrôlé, montre que l'aggradation et la croissance de la plateforme crétacée n'est pas uniquement due à la croissance de récifs en régime de *keep-up / build-up* et par conséquent à une aggradation purement bio-contrôlée par la plateforme (Mullins et al., 1982 ; Schlager and Camber, 1986 ; Schlager, 2005).

Les mouvements structuraux créent des pentes, génèrent de l'érosion et des successions d'évènements gravitaires en masse sur les flancs d'escarpement ce qui permet la création de hauts et bas topographiques. Ils formeront les lieux d'installation et de croissance privilégiés des organismes producteurs à l'origine de la mise en place d'une *tropical factory*.

Les circulations de saumures et fluides intra plateformes, suivent aussi la fracturation et érodent le bas de pente. Cela permet aussi la création des fortes déclivités favorisant les déstabilisations gravitaires.

C'est donc surtout l'interaction entre processus structuraux, hydrologiques, diagénétiques et biologiques qui permet la formation de structures de grande taille en contexte carbonaté (e.g., *Blake Bahama Escarpement*, GAC, LAC).

7.3 Perspectives

7.3.1 Suivi structural de la région Nord Bahamas

Ce travail a permis de mettre en évidence le recul rapide du *Blake Bahama Escarpement* ainsi que des structures anticlinales, présentes sur les profils sismiques haute-résolution dans le *Blake Basin*, qui pourraient correspondre à la transition continent - océan de la zone nord Atlantique.

Une analyse complémentaire de ces structures, tant au niveau structural que sédimentologique, pourraient apporter des précisions quant aux contraintes subies (directions et intensité), aux déformations induites (paléo-topographies) et aux conséquences de cette transition sur la sédimentation dans le bassin et sur les exports de sédiments dans la zone. L'influence relative de ces structures proches du *Blake Bahama Escarpement* sur son recul et sur la sédimentation du Petit Banc des Bahamas reste à discuter.

La morphologie particulière des objets structuraux, déformations et failles, pourraient présenter un intérêt réservoir par la potentielle présence de pièges structuraux. La continuité et pérennité de ces structures, jusqu'alors jamais observées dans la région des Bahamas, reste à vérifier. Ainsi, l'acquisition de profils sismiques perpendiculaires au *Blake Bahama Escarpement* avec une maille dense et régulière (si possible une sismique 3D) et s'étendant dans le bassin, permettrait un suivi et une meilleure définition de ces structures, avec une quantification des volumes déplacés.

7.3.2 Dynamique interne actuelle du Great Abaco Canyon

Lors de cette étude, une reconstitution plus précise du timing de mise en place du *Great Abaco Canyon* a pu être effectuée. Cependant, l'acquisition de profils sismique haute résolution dans le *Great Abaco Canyon* permettrait d'appréhender le détail de la morphologie profonde et interne du canyon.

L'acquisition de nouvelles bathymétries, ou la numérisation d'anciennes cartes et la comparaison avec les données bathymétriques les plus récentes pourraient permettre de rendre compte de la dynamique interne du canyon. Cela permettrait aussi de comparer ce canyon carbonaté avec des canyons silicoclastiques pour lequel ce type de données existe (e.g., Canyon de Capbreton, Canyon de Monterey). La comparaison de l'évolution des processus internes (e.g., migration de sediment waves, bedforms, cyclic steps, érosion ou dépôts de terrasses...) préciserait leurs impacts sur les transferts et stockage sédimentaires dans les systèmes silicoclastiques et carbonatés.

7.3.3 Gravimétrie

Les données profondes, de subsurface et de surfaces telles que les données de bathymétrie, de réflectivité et de sismiques très haute et haute résolution ont permis de caractériser et préciser les processus de transport sur l'ensemble de la pente nord du LBB. D'autres types de données comme les données de gravimétrie et de susceptibilité magnétique acquises lors des campagnes des années 80 pourraient enrichir les connaissances sur la structure profonde du *Blake Basin*, notamment couplées à des données de sismique haute résolution supplémentaire.

Références bibliographiques

- Anselmetti, F.S., Eberli, G.P., Ding, Z.-D., 2000. From the Great Bahama Bank into the Straits of Florida: A margin architecture controlled by sea-level fluctuations and ocean currents. *GSA Bulletin* 112, 829–844. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<829:FTGBBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<829:FTGBBI>2.0.CO;2)
- Austin, J., Schlager, W., Palmer, A., Comet, P., Droxler, A., Eberli, G., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A., Moore, A., Mullins, H., Ravenne, C., Sager, W., Swart, P., Verbeek, J., Watkins, D., Williams, C., 1988a. Leg 101--An Overview. *Papers in the Earth and Atmospheric Sciences*.
- Austin, J.A.Jr., Schlager, W., Palmer, A.A., et al. (Eds.), 1986. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 101 Initial Reports, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.101.1986>
- Austin Jr, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., 1986. Site 627: southern Blake Plateau (ODP). Proc., initial reports (part A), ODP, Leg 101, Bahamas 111–212.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0)
- Benson, W., Sheridan, R., Enos, P., Freeman, T., Gradstein, F., Murdmaa, I., Pastouret, L., Schmidt, R., Stuermer, D., Weaver, F., others, 1978. Site 391: Blake-Bahama Basin. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 44, 153–336.
- Benson, W.E., Sheridan, R.E., et al., 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 44, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.44.1978>
- Bergman, K., 2005. Seismic analysis of paleocurrent features in the Florida Straits: Insights into the paleo-Florida Current, upstream tectonics, and the Atlantic-Caribbean connection. Dissertations from ProQuest.
- Bergman, K.L., Westphal, H., Janson, X., Poiriez, A., Eberli, G.P., 2010. Controlling Parameters on Facies Geometries of the Bahamas, an Isolated Carbonate Platform Environment, in: Westphal, H., Riegl, B., Eberli, G.P. (Eds.), *Carbonate Depositional Systems: Assessing Dimensions and Controlling Parameters*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 5–80. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9364-6_2
- Bertello, F., Fantoni, R., Franciosi, R., Gatti, V., Ghielmi, M., Pugliese, A., 2010. From thrust-and-fold belt to foreland: hydrocarbon occurrences in Italy. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* 7, 113–126. <https://doi.org/10.1144/0070113>
- Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G., Hübscher, C., 2014. Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. *Geology* 42, 871–874. <https://doi.org/10.1130/G35900.1>
- Bliefnick, D.M., Robertson, A.H.F., Sheridan, R.E., 1983. Deposition and provenance of Miocene intraclastic chalks, Blake- Bahama Basin, western North Atlantic. Initial reports DSDP, Leg 76, Norfolk to Fort Lauderdale 727–748.
- Borgomano, J.R.F., 2000. The Upper Cretaceous Carbonates of the Gargano-Murge Region, Southern Italy: A Model of Platform-To-Basin Transition. *AAPG Bulletin* 84, 1561–1588. <https://doi.org/10.1306/8626BF01-173B-11D7-8645000102C1865D>
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier Pub. Co.

- Bryden, H.L., Johns, W.E., Saunders, P.M., 2005. Deep western boundary current east of Abaco: Mean structure and transport. *Journal of Marine Research* 63, 35–57. <https://doi.org/10.1357/0022240053693806>
- Buchan, Kenneth C, 2000. The Bahamas. *Marine Pollution Bulletin, Seas at the Millennium: an Environmental Evaluation* 41, 94–111. [https://doi.org/10.1016/S0025-326X\(00\)00104-1](https://doi.org/10.1016/S0025-326X(00)00104-1)
- Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., 2018. High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. *Sedimentary Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.11.004>
- Chabaud, L., 2016. Modèle stratigraphique et processus sédimentaires au Quaternaire sur deux pentes carbonatées des Bahamas (leeward et windward). Thesis. Université de Bordeaux.
- Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J.J.G., Conesa, G., Giraudeau, J., Hanquiez, V., Borgomano, J., Ross, L., 2016. Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. *Marine Geology* 378, 213–229. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.006>
- Coates, A.G., Collins, L.S., Aubry, M.-P., Berggren, W.A., 2004. The Geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America. *Geological Society of America Bulletin* 116, 1327–1344. <https://doi.org/10.1130/B25275.1>
- Coates, A.G., Jackson, J.B.C., Collins, L.S., Cronin, T.M., Dowsett, H.J., Bybell, L.M., Jung, P., Obando, J.A., 1992. Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama. *GSA Bulletin* 104, 814–828. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0814:COTIOP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0814:COTIOP>2.3.CO;2)
- Conti, S., Fontana, D., 1999. Miocene chemoherms of the northern Apennines, Italy. *Geology* 27, 927–930. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0927:MCOTNA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0927:MCOTNA>2.3.CO;2)
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W., Pray, L.C., 1972. Allochthonous Carbonate Debris Flows At Devonian Bank ('Reef') Margins Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 20, 439–497.
- Correa, T.B.S., Eberli, G.P., Grasmueck, M., Reed, J.K., Correa, A.M.S., 2012a. Genesis and morphology of cold-water coral ridges in a unidirectional current regime. *Marine Geology* 326–328, 14–27. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.008>
- Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K., Purkis, S., 2012b. Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. *Sedimentology* 59, 1278–1304. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01306.x>
- Costin, J.M., 1968. Direct current measurements in the Antilles Current. *J. Geophys. Res.* 73, 3341–3344. <https://doi.org/10.1029/JB073i010p03341>
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: A review. *Marine Geology, Deep ocean sediments and their physical properties Geological models and methodology* 38, 51–75. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90051-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(80)90051-1)
- Damuth, J.E., Hayes, D.E., 1977. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology* 24, 73–95. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(77\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90002-0)
- Dillon, W.P., Sheridan, R.E., Fail, J.P., 1976. Structure of the western Blake-Bahama basin as shown by 24-channel CDP profiling. *Geology* 4, 459–462. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<459:SOTWBB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<459:SOTWBB>2.0.CO;2)
- Dillon, W.P., Valentine, P.C., Paull, C.K., 1987. The Blake Escarpment—A product of erosional processes in the deep ocean.

- Duncan, R.A., Hargraves, R.B., 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. *Geological Society of America Memoirs* 162, 81–94. <https://doi.org/10.1130/MEM162-p81>
- Eberli, G.P., Betzler, C., 2019. Characteristics of modern carbonate contourite drifts. *Sedimentology* 66, 1163–1191. <https://doi.org/10.1111/sed.12584>
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985. Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Papers* 206, 1–60. <https://doi.org/10.1130/SPE206-p1>
- Evans, H.K., Hall, I.R., 2008. Deepwater circulation on Blake Outer Ridge (western North Atlantic) during the Holocene, Younger Dryas, and Last Glacial Maximum. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q03023. <https://doi.org/10.1029/2007GC001771>
- Ewing, J., Ewing, M., Leyden, R., 1966. Seismic-Profiler Survey of Blake Plateau. *AAPG Bulletin* 50, 1948–1971.
- Ewing, J., Windisch, C., Ewing, M., 1970. Correlation of Horizon A with Joides bore-hole results. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 75, 5645–5653. <https://doi.org/10.1029/JB075i029p05645>
- Fabregas, N., Mulder, T., Hanquiez, V., Gillet, H., Ducassou, E., Fauquembergue, K., Principaud, M., Conesa, G., Le Goff, J., Ragusa, J., Bashah, S., Bujan, S., Reijmer, J., Cavailhes, T., Droxler, A., Recouvreur, A., Guiastrenec, L., Blank, D., Seibert, C., 2017. Carbonate slope morphology revealing deep-sea sediment transfer in Little Bahama Bank, Bahamas. Presented at the International Meeting of Sedimentology.
- Faugères, J.-C., Mulder, T., 2011. Chapter 3 - Contour Currents and Contourite Drifts, in: HüNeke, H., Mulder, T. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Deep-Sea Sediments*. Elsevier, pp. 149–214. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53000-4.00003-2>
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 14 Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 257–288. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10014-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10014-0)
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162, 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00068-7)
- Fauquembergue, K., 2018. Transferts sédimentaires sur une marge carbonatémoyenne de la plate-forme à la plaine abyssale : marge nord de Little Bahama Bank, Bahamas. Thesis. Université de Bordeaux.
- Fauquembergue, K., Ducassou, E., Mulder, T., Hanquiez, V., Perello, M.-C., Poli, E., Borgomano, J., 2018. Genesis and growth of a carbonate Holocene wedge on the northern Little Bahama Bank. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.05.013>
- Fine, R.A., Molinari, R.L., 1988. A continuous deep western boundary current between Abaco (26.5°N) and Barbados (13°N). *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35, 1441–1450. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(88\)90096-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(88)90096-9)
- Flögel, S., Dullo, W.-Chr., Pfannkuche, O., Kiriakoulakis, K., Rüggeberg, A., 2014. Geochemical and physical constraints for the occurrence of living cold-water corals. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Biology and Geology of Deep-Sea Coral Ecosystems: Proceedings of the Fifth International Symposium on Deep Sea Corals* 99, 19–26. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.06.006>
- Freeman-Lynde, R.P., Cita, M.B., Jadoul, F., Miller, E.L., Ryan, W.B.F., 1981. Marine geology of the Bahama Escarpment. *Marine Geology* 44, 119–156. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90115-8)
- Freeman-Lynde, R.P., Ryan, W.B.F., 1985. Erosional modification of Bahama Escarpment. *GSA Bulletin* 96, 481–494. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<481:EMOBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<481:EMOBE>2.0.CO;2)

- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic Slope and Base-of-Slope Depositional Systems: Component Facies, Stratigraphic Architecture, and Classification. *AAPG Bulletin* 82, 569–595.
- Gardner, M.H., Borer, J.M., Melick, J.J., Mavilla, N., Dechesne, M., Wagerle, R.N., 2003. Stratigraphic process-response model for submarine channels and related features from studies of Permian Brushy Canyon outcrops, West Texas. *Marine and Petroleum Geology, Turbidites: Models and Problems* 20, 757–787. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.004>
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *GSA Bulletin* 94, 664–672. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2)
- Gaudin, M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyon sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique. Université Bordeaux I.
- Goff, J.L., Recouvreur, A., Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Ducassou, E., Perellò, M.-C., Hanquiez, V., Gillet, H., Cavailhes, T., Fabregas, N., 2020. Linking carbonate sediment transfer to seafloor morphology: Insights from Exuma Valley, the Bahamas. *Sedimentology* n/a. <https://doi.org/10.1111/sed.12794>
- Gong, C., Wang, Y., Zhu, W., Li, W., Xu, Q., Zhang, J., 2011. The Central Submarine Canyon in the Qiongdongnan Basin, northwestern South China Sea: Architecture, sequence stratigraphy, and depositional processes. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1690–1702. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.06.005>
- Gonthier, E.G., Faugères, J.-C., Stow, D. a. V., 1984. Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Special Publications* 15, 275–292. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.18>
- Grasmueck, M., Eberli, G.P., Viggiano, D.A., Correa, T., Rathwell, G., Luo, J., 2006. Autonomous underwater vehicle (AUV) mapping reveals coral mound distribution, morphology, and oceanography in deep water of the Straits of Florida. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL027734>
- Guiastrenec-Faugas, L., Gillet, H., Jacinto, R.S., Dennielou, B., Hanquiez, V., Schmidt, S., Simplet, L., Rousset, A., 2020a. Upstream migrating knickpoints and related sedimentary processes in a submarine canyon from a rare 20-year morphobathymetric time-lapse (Capbreton submarine canyon, Bay of Biscay, France). *Marine Geology* 106143. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106143>
- Guiastrenec-Faugas, L., Gillet, H., Peakall, J., Dennielou, B., Gaillot, A., Jacinto, R.S., 2020b. Initiation and evolution of knickpoints and their role in cut-and-fill processes in active submarine channels. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G48369.1>
- Gunn, J. t, Watts, D. r, 1982. On the currents and water masses north of the Antilles/Bahamas arc [Netherlands Antilles]. *Journal of Marine Research*.
- Hairabian, A., Borgomano, J., Masse, J.-P., Nardon, S., 2015. 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes and controlling factors of Cretaceous deep-water resedimented carbonates (Gargano Peninsula, SE Italy). *Sedimentary Geology* 317, 116–136. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.11.001>
- Hanquiez, V., 2006. Processus sédimentaires et activité de la veine d'eau méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix. Thesis. Université Bordeaux I.
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., Voisset, M., 2007. High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology* 246, 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.002>
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E., Gonthier, E., 2010. The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by

- contour current processes. *Sedimentary Geology, Lobes in deep-sea turbidite systems* 229, 110–123. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.008>
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>
- Hardy, J.W., Henderson, K.G., 2003. Cold Front Variability in the Southern United States and the Influence of Atmospheric Teleconnection Patterns. *Physical Geography* 24, 120–137. <https://doi.org/10.2747/0272-3646.24.2.120>
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008>
- Haug, G.H., Tiedemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature* 393, 673–676.
- Hebbeln, D., Van Rooij, D., Wienberg, C., 2016. Good neighbours shaped by vigorous currents: Cold-water coral mounds and contourites in the North Atlantic. *Marine Geology, The contourite log-book: significance for palaeoceanography, ecosystems and slope instability* 378, 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.014>
- Heezen, B.C., Sheridan, R.E., 1966. Lower Cretaceous Rocks (Neocomian-Albian) Dredged from Blake Escarpment. *Science* 154, 1644–1647. <https://doi.org/10.1126/science.154.3757.1644>
- Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Violante, R., Marshall, P., de Isasi, M., Somoza, L., Rebesco, M., 2009. Contourite depositional system on the Argentine Slope: An exceptional record of the influence of Antarctic water masses. *Geology* 37, 507–510. <https://doi.org/10.1130/G25578A.1>
- Hine, A.C., Neumann, A.C., 1977. Shallow Carbonate-Bank-Margin Growth and Structure, Little Bahama Bank, Bahamas. *AAPG Bulletin* 61, 376–406.
- Hine, A.C., Wilber, R.J., Bane, J.M., Neumann, A.C., Lorenson, K.R., 1981. Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: Northern Bahamas. *Marine Geology* 42, 327–348. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90169-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90169-9)
- Hollister, C., Ewing, J., 1972. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 11: Washington, DC, US Govt. Printing Office.
- Hollister, C.D., Flood, R.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P., Southard, J.B., 1974. Abyssal Furrows and Hyperbolic Echo Traces on the Bahama Outer Ridge. *Geology* 2, 395–400. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<395:AFAHET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<395:AFAHET>2.0.CO;2)
- Hollister, Charles D, Heezen, B.C., 1972. Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic. Woods Hole Oceanographic Institution.
- James, K.H., 2009. Evolution of Middle America and the in situ Caribbean Plate model. *Geological Society, London, Special Publications* 328, 127–138. <https://doi.org/10.1144/SP328.4>
- Johns, E., Wilson, W.D., Molinari, R.L., 1999. Direct observations of velocity and transport in the passages between the Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984–1996. *J. Geophys. Res.* 104, 25805–25820. <https://doi.org/10.1029/1999JC900235>
- Johns, W.E., Kanzow, T., Zantopp, R., 2005. Estimating ocean transports with dynamic height moorings: An application in the Atlantic Deep Western Boundary Current at 26°N. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 52, 1542–1567. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.02.002>
- Keigwin, L.D., Rio, D., Acton, G.D., et al. (Eds.), 1998. Proceedings of the Ocean Drilling Program 172 Initial Reports, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.172.1998>
- Kindler, P., Godefroid, F., Chiaradia, M., Ehlert, C., Eisenhauer, A., Frank, M., Hasler, C.-A., Samankassou, E., 2011. Discovery of Miocene to early Pleistocene deposits on Mayaguana,

- Bahamas: Evidence for recent active tectonism on the North American margin. *Geology* 39, 523–526. <https://doi.org/10.1130/G32011.1>
- Klitgord, K.D., Popenoe, P., Schouten, H., 1984. Florida: A Jurassic transform plate boundary [WWW Document]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. <https://doi.org/10.1029/JB089iB09p07753>
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *GSA Bulletin* 82, 1477–1488. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1477:HJITC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1477:HJITC]2.0.CO;2)
- Ladd, J.W., Sheridan, R.E., 1987. Seismic stratigraphy of the Bahamas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 71, 719–736.
- Land, L.A., Paull, C.K., Spiess, F.N., 1999. Abyssal erosion and scarp retreat: Deep Tow observations of the Blake Escarpment and Blake Spur. *Marine Geology* 160, 63–83. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00012-2)
- Leaman, K.D., Molinari, R.L., Vertes, P.S., 1987. Structure and Variability of the Florida Current at 27°N: April 1982–July 1984. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 565–583. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<0565:SAVOTF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<0565:SAVOTF>2.0.CO;2)
- Lee, T.N., Johns, W., Zantopp, R., Schott, F., 1990. Western Boundary Current Structure and Variability East of Abaco, Bahamas at 26.5°N. *J. Phys. Oceanogr.* 20, 446–466. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1990\)020<0446:WBCSAV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1990)020<0446:WBCSAV>2.0.CO;2)
- Lee, T.N., Johns, W.E., Zantopp, R.J., Fillenbaum, E.R., 1996. Moored Observations of Western Boundary Current Variability and Thermohaline Circulation at 26.5° in the Subtropical North Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 26, 962–983. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0962:MOOWBC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0962:MOOWBC>2.0.CO;2)
- Locker, S.D., Laine, E.P., 1992. Paleogene-Neogene depositional history of the middle US Atlantic continental rise: mixed turbidite and contourite depositional systems. *Marine Geology* 103, 137–164.
- López Correa, M., Montagna, P., Joseph, N., Rüggeberg, A., Fietzke, J., Flögel, S., Dorschel, B., Goldstein, S.L., Wheeler, A., Freiwald, A., 2012. Preboreal onset of cold-water coral growth beyond the Arctic Circle revealed by coupled radiocarbon and U-series dating and neodymium isotopes. *Quaternary Science Reviews* 34, 24–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.005>
- Lowe, D.R., 1982. Sediment Gravity Flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Research* 52.
- Lüdmann, T., Betzler, C., Eberli, G.P., Reolid, J., Reijmer, J.J.G., Sloss, C.R., Bialik, O.M., Alvarez-Zarikian, C.A., Alonso-García, M., Blättler, C.L., Guo, J.A., Haffen, S., Horozal, S., Inoue, M., Jovane, L., Kroon, D., Lanci, L., Laya, J.C., Mee, A.L.H., Nakakuni, M., Nath, B.N., Niino, K., Petruny, L.M., Pratiwi, S.D., Slagle, A.L., Su, X., Swart, P.K., Wright, J.D., Yao, Z., Young, J.R., 2018. Carbonate delta drift: A new sediment drift type. *Marine Geology* 401, 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.04.011>
- Lüdmann, T., Paulat, M., Betzler, C., Möbius, J., Lindhorst, S., Wunsch, M., Eberli, G.P., 2016. Carbonate mounds in the Santaren Channel, Bahamas: A current-dominated periplatform depositional regime. *Marine Geology* 376, 69–85. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.03.013>
- Markl R. G., Bryan G. M., Ewing J. I., 2012. Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge. *Journal of Geophysical Research* 75, 4539–4555. <https://doi.org/10.1029/JC075i024p04539>
- Masaferro, J.L., Eberli, G.P., 1999. Jurassic-Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. *Sedimentary Basins of the World* 4, 167–193.
- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Løvholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*:

- McCave, I.N., Tucholke, B.E., 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic, in: Vogt, P.R. (Ed.), *The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, pp. 451–468. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-M.451>
- McIlreath, I.A., James, N.P., 1978. Facies Models 13. Carbonate Slopes. *Geoscience Canada* 5.
- McMaster, R.L., Locker, S.D., Laine, E.P., 1989. The early Neogene continental rise off the eastern United States. *Marine geology* 87, 137–163.
- Meinen, C.S., Garzoli, S.L., Johns, W.E., Baringer, M.O., 2004. Transport variability of the Deep Western Boundary Current and the Antilles Current off Abaco Island, Bahamas. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 51, 1397–1415. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.07.007>
- Meinen, C.S., Johns, W.E., Garzoli, S.L., van Sebille, E., Rayner, D., Kanzow, T., Baringer, M.O., 2013. Variability of the Deep Western Boundary Current at 26.5°N during 2004–2009. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, Modern Physical Oceanography and Professor H.T. Rossby* 85, 154–168. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.036>
- Meschede, M., Frisch, W., 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296, 269–291. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00157-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00157-7)
- Micallef, A., Mountjoy, J.J., 2011. A topographic signature of a hydrodynamic origin for submarine gullies. *Geology* 39, 115–118. <https://doi.org/10.1130/G31475.1>
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Part I. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition 1–38.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310, 1293–1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Mountain, G.S., Tucholke, B.E., 1985. Mesozoic and Cenozoic Geology of the U.S. Atlantic Continental Slope and Rise, in: Poag, C.W. (Ed.), *Geologic Evolution Of The United States Atlantic Margin*. Van Nostrand Reinhold Co., New York, pp. 293–341.
- Mulder, T., 2011. Chapter 2 - Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains, in: Heiko HüNeke and Thierry Mulder (Ed.), *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 25–148.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001a. Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology* 175, 221–235. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00114-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00114-1)
- Mulder, T., Alexander, J., 2001b. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299.
- Mulder, T., Cirac, P., Gaudin, M., Bourillet, J.-F., Trainer, J., Normand, A., Weber, O., Griboulard, R., Jouanneau, J.-M., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2004. Understanding continent-ocean sediment transfer. *Eos Trans. AGU* 85, 257–262. <https://doi.org/10.1029/2004EO270001>
- Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of Offshore Mass Movements. *Journal of Sedimentary Research* 66.
- Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G.P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Leonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Jousseaume, R., Pakiades, M., 2012a. New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. *Geology* 40, 603–606. <https://doi.org/10.1130/G32972.1>

- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Principaud, M., Chabaud, L., Eberli, G.P., Kindler, P., Billeaud, I., Gonthier, E., Fournier, F., Leonide, P., Borgomano, J., 2014. First Discovery of Channel-Levee Complexes In A Modern Deep-Water Carbonate Slope Environment. *Journal of Sedimentary Research* 84, 1139–1146. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.90>
- Mulder, T., Ducassou, E., Gillet, H., Hanquiez, V., Tournadour, E., Combes, J., Eberli, G.P., Kindler, P., Gonthier, E., Conesa, G., Robin, C., Sianipar, R., Reijmer, J.J.G., François, A., 2012b. Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: Evidence of regional tectonic tilting. *Geology* G33327.1. <https://doi.org/10.1130/G33327.1>
- Mulder, T., Ducassou, E., Hanquiez, V., Principaud, M., Fauquembergue, K., Tournadour, E., Chabaud, L., Reijmer, J., Recouvreur, A., Gillet, H., Borgomano, J., Schmitt, A., Moal, P., 2019. Contour current imprints and contourite drifts in the Bahamian archipelago. *Sedimentology* 0. <https://doi.org/10.1111/sed.12587>
- Mulder, T., Gillet, H., Hanquiez, V., Ducassou, E., Fauquembergue, K., Principaud, M., Conesa, G., Goff, J.L., Ragusa, J., Bashah, S., Bujan, S., Reijmer, J.J.G., Cavailhes, T., Droxler, A.W., Blank, D.G., Guiastrennec, L., Fabregas, N., Recouvreur, A., Seibert, C., 2018a. Carbonate slope morphology revealing a giant submarine canyon (Little Bahama Bank, Bahamas). *Geology* 46, 31–34. <https://doi.org/10.1130/G39527.1>
- Mulder, T., Gillet, H., Hanquiez, V., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., Recouvreur, A., Fabregas, N., Cavailhes, T., Fauquembergue, K., Blank, D.G., Guiastrennec, L., Seibert, C., Bashah, S., Bujan, S., Ducassou, E., Principaud, M., Conesa, G., Le Goff, J., Ragusa, J., Busson, J., Borgomano, J., 2018b. Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting. *Marine Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.003>
- Mulder, T., Joumes, M., Hanquiez, V., Gillet, H., Reijmer, J.J.G., Tournadour, E., Chabaud, L., Principaud, M., Schnyder, J.S.D., Borgomano, J., Fauquembergue, K., Ducassou, E., Busson, J., 2017. Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas). *Marine and Petroleum Geology* 83, 26–34. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.03.002>
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103, 285–299.
- Mullins, H.T., Breen, N., Dolan, J., Wellner, R.W., Petruccione, J.L., Gaylord, M., Andersen, B., Melillo, A.J., Jurgens, A.D., Orange, D., 1992. Carbonate platforms along the southeast Bahamas-Hispaniola collision zone. *Marine Geology* 105, 169–209. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(92\)90188-N](https://doi.org/10.1016/0025-3227(92)90188-N)
- Mullins, H.T., Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology* 48, 37–79. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90080-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90080-1)
- Mullins, H.T., Gardulski, A.F., Mine, A.C., 1986. Catastrophic collapse of the west Florida carbonate platform margin. *Geology* 14, 167. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<167:CCOTWF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<167:CCOTWF>2.0.CO;2)
- Mullins, H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M., Newton, C.R., 1984. Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentology* 31, 141–168. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb01956.x>
- Mullins, H.T., Keller, G.H., Kofoed, J.W., Lambert, D.N., Stubblefield, W.L., Warme, J.E., 1982. Geology of Great Abaco Submarine Canyon (Blake Plateau): Observations from the research submersible “Alvin.” *Marine Geology* 48, 239–257.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., 1979. Deep Carbonate Bank Margin Structure and Sedimentation in the Northern Bahamas.
- Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., Chinburg (5), S.J., 1980. Carbonate Sediment Drifts in Northern Straits of Florida. *AAPG Bulletin* 64, 1701–1717.

- Mullins, H.T., Newton, C.R., Heath, K., Van Buren, H.M., 1981. Modern Deep-Water Coral Mounds North of Little Bahama Bank: Criteria for Recognition of Deep-Water Coral Bioherms in the Rock Record. *Journal of Sedimentary Research* 51.
- Mullins, H.T., Van Buren, H.M., 1981. Walkers Cay Fault, Bahamas: Evidence for Cenozoic faulting. *Geo-Marine Letters* 1, 225–231. <https://doi.org/10.1007/BF02462438>
- Mullins, M.T., Lynts, G.W., 1977. Origin of the Northwestern Bahama Plateform review and Reinterpretation. *G.S.A. Bulletin*, G.S.A Bulletin V.88, 1447 to1461.
- Neumann, G., Pierson, W.J.J., 1966. Principles of physical oceanography.
- Normark, W.R., Carlson, P.R., 2003. Giant submarine canyons: Is size any clue to their importance in the rock record? *Special Paper of the Geological Society of America* 370, 175–190. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.175>
- Paulat, M., Lüdmann, T., Betzler, C., Eberli, G.P., 2019. Neogene palaeoceanographic changes recorded in a carbonate contourite drift (Santaren Channel, Bahamas). *Sedimentology* 66, 1361–1385. <https://doi.org/10.1111/sed.12573>
- Paull, C., Caress, D., Lundsten, E., Gwiazda, R., Anderson, K., McGann, M., Conrad, J., Edwards, B., Sumner, E., 2013. Anatomy of the La Jolla submarine canyon system; offshore Southern California. *Marine Geology* 335, 16–34.
- Paull, C.K., Dillon, W.P., 1981. Comment and Reply on ‘Erosional origin of the Blake Escarpment: An alternative hypothesis’REPLY. *Geology* 9, 339–341. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<339:CAROEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<339:CAROEO>2.0.CO;2)
- Paull, C.K., Dillon, W.P., 1980. Erosional origin of the Blake Escarpment: An alternative hypothesis. *Geology* 8, 538–542. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<538:EOOTBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<538:EOOTBE>2.0.CO;2)
- Paull, C.K., Neumann, A.C., 1987. Continental margin brine seeps: Their geological consequences. *Geology* 15, 545–548. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<545:CMBSTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<545:CMBSTG>2.0.CO;2)
- Paull, C.K., Neumann, A.C., am Ende, B.A., Ussler III, W., Rodriguez, N.M., 2000. Lithoherms on the Florida–Hatteras slope. *Marine Geology* 166, 83–101. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00003-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00003-7)
- Pindell, James L, 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. *Caribbean geology: an introduction* 13–39.
- Pinet, P.R., Popenoe, P., 1985. A scenario of Mesozoic-Cenozoic ocean circulation over the Blake Plateau and its environs. *GSA Bulletin* 96, 618–626. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1985\)96<618:ASOMOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1985)96<618:ASOMOC>2.0.CO;2)
- Pinet, P.R., Popenoe, P., Nelligan, D.F., 1981. Gulf Stream: Reconstruction of Cenozoic flow patterns over the Blake Plateau. *Geology* 9, 266–270. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<266:GSROCF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<266:GSROCF>2.0.CO;2)
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2009. Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective. *Journal of Sedimentary Research* 79, 347–362. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.046>
- Pratson, L.F., Haxby, W.F., 1996. What is the slope of the US continental slope? *Geology* 24, 3–6.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin* 106, 395–412. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2)
- Principaud, M., 2016. SYNTHÈSE SÉDIMENTAIRE SUR LES PENTES CARBONATÉES BAHAMIENNES : PENTE OUEST DE GREAT BAHAMA BANK ET PENTE NORD DE LITTLE BAHAMA BANK. Université de Bordeaux.

- Principaud, M., 2015. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : le Great Bahama Bank (Bahamas). Thesis. Université de Bordeaux.
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H., Borgomano, J., 2015. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sedimentary Geology* 317, 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.008>
- Principaud, M., Mulder, T., Hanquiez, V., Ducassou, E., Eberli, G.P., Chabaud, L., Borgomano, J., 2018. Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). *Sedimentology* 65, 2088–2116. <https://doi.org/10.1111/sed.12458>
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2013. Variation in canyon morphology on the Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia: The influence of slope and barrier reefs. *Geomorphology* 191, 35–50. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.001>
- Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Guilbaud, V., 2011. Morphology and controls on the evolution of a mixed carbonate–siliciclastic submarine canyon system, Great Barrier Reef margin, north-eastern Australia. *Marine Geology* 289, 100–116.
- Rankey, E.C., Doolittle, D.F., 2012. Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. *Sedimentology* 59, 2146–2171. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01338.x>
- Ravenne, C., Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins . . . *Rev. Inst. Fr. Pét.* 38, 279–297. <https://doi.org/10.2516/ogst:1983017>
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., Van Loon, A.J., 2008. Chapter 1 Contourite Research: A Field in Full Development, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 1–10. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10001-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10001-2)
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology* 352, 111–154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>
- Recouvreur, A., Fabregas, N., Mulder, T., Hanquiez, V., Fauquemberg, K., Tournadour, E., Gillet, H., Borgomano, J., Poli, E., Kucharski, J.-B., Wilk, S., 2020. Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas. *Sedimentology* n/a. <https://doi.org/10.1111/sed.12777>
- Reeder, S.L., Rankey, E.C., 2009. Controls on morphology and sedimentology of carbonate tidal deltas, Abacos, Bahamas. *Marine Geology* 267, 141–155. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.010>
- Reijmer, J.J., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R., Eberli, G.P., 2002. Bahamian carbonate platform development in response to sea-level changes and the closure of the Isthmus of Panama. *International journal of earth sciences* 91, 482–489.
- Reijmer, J.J.G., Palmieri, P., Groen, R., 2012. Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). *Facies* 58, 493–507. <https://doi.org/10.1007/s10347-011-0291-z>
- Reolid, J., Betzler, C., 2019. The ichnology of carbonate drifts. *Sedimentology* 66, 1427–1448. <https://doi.org/10.1111/sed.12563>
- Richardson, P.L., 2001. Florida Current, Gulf Stream, and Labrador Current*, in: Steele, J.H. (Ed.), *Encyclopedia of Ocean Sciences (Second Edition)*. Academic Press, Oxford, pp. 554–563. <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00357-X>
- Richardson, P.L., 1977. On the crossover between the Gulf Stream and the Western Boundary Undercurrent. *Deep Sea Research* 24, 139–159. [https://doi.org/10.1016/0146-6291\(77\)90549-5](https://doi.org/10.1016/0146-6291(77)90549-5)

- Roberts, J.M., Wheeler, A., Freiwald, A., Cairns, S., 2009. *Cold-Water Corals: The Biology and Geology of Deep-Sea Coral Habitats*. Cambridge University Press.
- Roberts, J.M., Wheeler, A.J., Freiwald, A., 2006. Reefs of the Deep: The Biology and Geology of Cold-Water Coral Ecosystems. *Science* 312, 543–547. <https://doi.org/10.1126/science.1119861>
- Ross, Malcolm I, Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 8th Geodynamics Symposium, “Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions” 155, 139–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90263-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90263-6)
- Schlager, W., 2005. *Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy*. SEPM Soc for Sed Geology.
- Schlager, W., Camber, O., 1986. Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. *Geology* 14, 762. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<762:SSADUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<762:SSADUA>2.0.CO;2)
- Schlager, W., Ginsburg, R.N., 1981. Bahama carbonate platforms — The deep and the past. *Marine Geology, Carbonate Platforms of the Passive-type Continental Margins: Present and Past* 44, 1–24. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90111-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90111-0)
- Schmitz, W.J., Richardson, P.L., 1991. On the sources of the Florida Current. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38, S379–S409. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80018-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80018-5)
- Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., 1983. *Carbonate Depositional Environments: AAPG Memoir 33*. AAPG.
- Shepard, 1963. *Submarine Geology*, 2nd Edition. ed. Harper & Row.
- Shepard, Dill, 1966. *Submarine canons and Other Sea Valleys*. Rand Mc.ally & Company.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1062–1077.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. *Submarine Canyon and Others Sea Valleys*.
- Sheridan, et al, 1981. Stratigraphy and structure of Southern Blake Plateau, Northern Florida Straits, and Northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data. *A.A.P.G. Bulletin* V.65, 2571 to 2593.
- Sheridan, R., Mullins, H., Austin Jr, J., Ball, M., Ladd, J., Grow, J., 1988. Geology and geophysics of the Bahamas. *The Geology of North America* 1, 2.
- Sheridan, R. E., 1974. Conceptual Model for the Block-Fault Origin of the North American Atlantic Continental Margin Geosyncline. *Geology* 2, 465–468. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<465:CMFTBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<465:CMFTBO>2.0.CO;2)
- Sheridan, R E, 1974. Conceptual Model for the Block-Fault Origin of the North American Atlantic Continental Margin Geosyncline 4.
- Sheridan, R.E., 1971. Geotectonic Evolution and Subsidence of Bahama Platform: Discussion. *GSA Bulletin* 82, 807–810. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[807:GEASOB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[807:GEASOB]2.0.CO;2)
- Sheridan, R.E., 1969. Subsidence of continental margins. *Tectonophysics* 7, 219–229. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(69\)90068-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(69)90068-7)
- Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Kent, K.M., Dillon, W.P., Paull, C.K., 1981. The Geology of the Blake Plateau and Bahamas Region 487–502.
- Sheridan, R.E., Drake, C.L., Nafe, J.E., Hennion, J., 1966. Seismic-Refraction Study of Continental Margin East of Florida. *AAPG Bulletin* 50, 1972–1991.
- Sheridan, R.E., Elliott, G.K., Oostdam, B.L., 1970. Seismic-Reflection Profile Across Blake Escarpment near Great Abaco Canyon. *AAPG Bulletin* 54, 2032–2039.

- Sheridan, R.E., Enos, P., 1979. Stratigraphic evolution of the Blake Plateau after a decade of scientific drilling, in: Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (Eds.), Maurice Ewing Series. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 109–122. <https://doi.org/10.1029/ME003p0109>
- Sheridan, R.E., Mullins, H.T., Austin Jr, J.A., Ball, M.M., Ladd, J.W., Grow, J.A., 1988. Geology and geophysics of the Bahamas. *The Geology of North America* 1, 2.
- Sheridan, R.E., Osburn, W.L., 1975. Marine Geological and Geophysical Studies of the Florida - Blake Plateau - Bahamas Area 9–32.
- Sheridan, R.E., Smith, J.D., Gardner, J., 1969. Rock Dredges from Blake Escarpment Near Great Abaco Canyon. *AAPG Bulletin* 53, 2551–2558.
- Shipley, T.H., Buffler, R.T., Watkins, J.S., 1978. Seismic Stratigraphy and Geologic History of Blake Plateau and Adjacent Western Atlantic Continental Margin. *AAPG Bulletin* 62, 792–812.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 7–20. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02>
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Viana, A., Gonthier, E., 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology, Contourites, Turbidites and Process Interaction* 115, 3–31. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00085-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00085-7)
- Stow, D.A.V., Hunter, S., Wilkinson, D., Hernández-Molina, F.J., 2008. Chapter 9 The Nature of Contourite Deposition, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 143–156. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10009-7](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10009-7)
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., 2013. *Regional Oceanography: An Introduction*. Elsevier.
- Tournadour, E., 2015. Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB), Bahamas. *Bordeaux*.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Hanquiez, V., Etienne, S., 2017. Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. *Marine Geology* 391, 76–97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.014>
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Hanquiez, V., Ducassou, E., Gillet, H., 2015. Origin and architecture of a Mass Transport Complex on the northwest slope of Little Bahama Bank (Bahamas): Relations between off-bank transport, bottom current sedimentation and submarine landslides. *Sedimentary Geology* 317, 9–26. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.003>
- Tubau, X., Lastras, G., Canals, M., Micallef, A., Amblas, D., 2013. Significance of the fine drainage pattern for submarine canyon evolution: The Foix Canyon System, Northwestern Mediterranean Sea. *Geomorphology* 184, 20–37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.007>
- Tubau, X., Paull, C.K., Lastras, G., Caress, D.W., Canals, M., Lundsten, E., Anderson, K., Gwiazda, R., Amblas, D., 2015. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* 365, 61–79.
- Tucholke, B.E., Mountain, G.S., 1979. Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation patterns in the North American Basin. *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleoenvironment* 3, 58–86.
- Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 26, 49–212.
- Viana, A., Rebesco, M., Duarte, C., 2007. Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits.

- Wallis, F.E., 1993. Tectonic and diagenetically induced seal failure within the south-western Great Bahamas Bank. *Marine and Petroleum Geology* 10, 14–28. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(93\)90096-B](https://doi.org/10.1016/0264-8172(93)90096-B)
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1995. Density cascading: Off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. *Journal of Sedimentary Research* 45–56.
- Wilson, P.A., Roberts, H.H., 1992. Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: A mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines. *Geology* 20, 713. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0713:CPSBDF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0713:CPSBDF>2.3.CO;2)
- Wunsch, M., Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Eberli, G.P., 2017. Sedimentary dynamics along carbonate slopes (Bahamas archipelago). *Sedimentology* 64, 631–657. <https://doi.org/10.1111/sed.12317>
- Wynn, R.B., Masson, D.G., 2008. Chapter 15 Sediment Waves and Bedforms, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 289–300. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10015-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10015-2)

Résumé

L'analyse de la morphobathymétrie, de la réflectivité acoustique et de la sismique haute et très haute résolution des données acquises lors des campagnes océanographiques Carambar (2010 – 2017) a permis d'obtenir une vue d'ensemble de la morphologie et des processus de transferts sédimentaires, de la pente supérieure à la plaine abyssale d'un système carbonaté moderne : la pente nord-est du *Little Bahama Bank* (LBB). Ces travaux viennent compléter les résultats de Tournadour (2015), Chabaud (2016), et Fauquembergue (2018), notamment sur l'architecture profonde de ce système. La distribution spatiale des échofaciès et des faciès de réflectivité acoustique montrent une grande variété de structures, témoignant de l'activité de nombreux processus sédimentaires le long de la pente du LBB. Elle montre notamment l'existence d'une subsidence différentielle entre la partie orientale et occidentale du LBB. Les profils sismiques haute-résolution fournissent de nouveaux indices sur l'origine du *Great Abaco Canyon*, canyon carbonaté d'une profondeur inhabituelle. Des failles de direction N110, apparentées à la *Great Abaco Fracture Zone*, indiquent un contrôle structural sur l'emplacement du *Great Abaco Canyon* et sa physiographie actuelle. Ces structures suggèrent une réactivation néogène du réseau de failles pendant la croissance de la plate-forme, contrastant avec le calme tectonique apparent de la région décrit jusqu'alors. Le complexe chenel-lobe, sans expression bathymétrique, à l'embouchure du *Great Abaco Canyon*, montre qu'une période exceptionnelle d'exports gravitaires a largement contribué à l'activité du canyon au Miocène supérieur. L'architecture sismique du *Blake Plateau* montre une succession de faciès sismiques bien définis, séparés par des réflexions de grande amplitude interprétées comme des drifts contouritiques. La morphologie de ces drifts souligne l'apparition d'un courant oligo-miocène, s'écoulant vers le nord le long du bord du *Blake Bahama Escarpment* et à travers le *Blake Plateau*. Des monts carbonatés d'eaux froides, associés soit aux échappements de fluides, soit aux courants situés dans les paléo-dépressions topographiques, permettent de définir deux origines pour ces monts : les *bioherms* (type 1 & 2) et les *chemoherms* (type 3). L'association stratigraphique des monts avec les surfaces d'érosion est révélatrice des changements à grande échelle des courants de fond dans la zone.

Abstract

The large acoustic data set acquired during the Carambar cruises (2010 – 2017) is composed of high-resolution bathymetry, backscatter data and very-high resolution seismic lines which allow for an overview of the morphology and sediment transfer processes from the shallow upper slope to the abyssal plain of a modern carbonate system: the north-eastern slope of the Little Bahama Bank. This work completes the results from Tournadour (2015), Chabaud (2016), and Fauquembergue (2018), with a focus on the architecture of this deep system. Surficial distribution of the acoustic facies and echofacies reflects a wide variety of sedimentary processes along and across the slope. It demonstrates the occurrence of a differential subsidence affecting the eastern versus western part of the bank. High resolution seismic profiles give new clues on the origin of a giant carbonate canyon, the Great Abaco Canyon. N110-trending faults have been recognized on the seismic profiles crossing through the Great Abaco Canyon mouth and can be related to the Great Abaco fracture zone. These structures suggest a Neogene fault reactivation during platform growth, contrasting with the quiet tectonic period previously described on the region. The channel – lobe complex at the Great Abaco Canyon mouth has no bathymetric expression. It shows that exceptional mass-flow events largely contributed to an important sediment transfer in the canyon during the Upper Miocene. The seismic architecture of the southern part of the Blake Plateau shows a succession of well-defined seismic facies, separated by high-amplitude reflections, interpreted as stacked contouritic sequences. These contouritic drifts emphasize the occurrence of an Oligo-Miocene current flowing northward along the Blake Bahama Escarpment edges and across the Blake Plateau. Fluid-associated structures and current-associated mounds located in topographic lows allow the definition of two origins for mounds: bioherms (type 1 & 2) and chemoherms (type 3). The stratigraphic association of mounds with erosion surfaces is further indicative of large-scale changes of the activity of bottom currents in the zone.