NNT : 0000AIXM0000

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue à Aix-Marseille Université
le 13 Mars 2024 par

Pierre POLARD TAINE

Quantification de la production et de l'export de carbonate de la plateforme des Bahamas durant le Néogène et Quaternaire : impact sur le système calciturbiditique

Discipline
Sciences de l'environnement

Spécialité

Géosciences de l'environnement

École doctorale
ED 251 - Sciences de l'environnement

Laboratoire/Partenaires de recherche
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE)

Composition du jury

Emmanuelle VENNIN Professeur - Université de Bourgogne	Président et Rapporteur
Stéphan JORRY Chercheur - IFREMER	Rapporteur
Hervé GILLET Maître de conférence - Université de Bordeaux	Examinateur
François FOURNIER Maître de Conférences HDR - Université Aix-Marseille	Examinateur
Jean BORGOMANO Professeur - Université Aix-Marseille	Directeur de thèse
Thierry MULDER Professeur - Université de Bordeaux	Co-Directeur de thèse
Jeroen KENTER Docteur - TotalEnergies	Co-encadrant - Invité
Vincent MARLOT Ingénieur - TotalEnergies	Membre invité

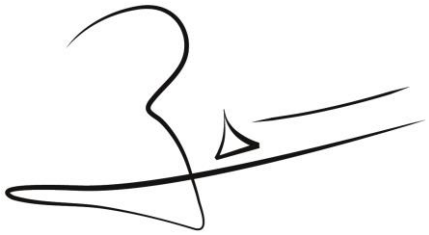
AFFIDAVIT

Je soussigné, Pierre POLARD TAINE, déclare par la présente que le travail présenté dans ce manuscrit est mon propre travail, réalisé sous la direction scientifique de Jean BORGOMANO et Thierry MULDER, dans le respect des principes d'honnêteté, d'intégrité et de responsabilité inhérents à la mission de recherche. Les travaux de recherche et la rédaction de ce manuscrit ont été réalisés dans le respect à la fois de la charte nationale de déontologie des métiers de la recherche et de la charte d'Aix-Marseille Université relative à la lutte contre le plagiat.

Ce travail n'a pas été précédemment soumis en France ou à l'étranger dans une version identique ou similaire à un organisme examinateur.

Fait à Bordeaux, le 21 novembre 2023

Pierre POLARD TAINE



Cette œuvre est mise à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

LISTE DE PUBLICATIONS ET/OU BREVETS ET PARTICIPATION AUX CONFERENCES

1) Liste des publications et/ou brevet réalisés dans le cadre du projet de thèse :

1. Polard Taine, P., Borgomano, J., Mulder, T., Kenter, J., Jorry, S., (2023). Carbonate platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins. Marine Geology, 77p.

2) Participation aux conférences et écoles d'été au cours de la période de thèse :

1. Le Congrès des Doctorants de l'École Doctorale Sciences de l'Environnement (ED 251) d'Aix-Marseille Université en Mai 2022 (un poster).

2. Le Congrès de l'Association des Sédimentologistes Français (ASF 18ème édition) Brest en Septembre 2022 (une présentation).

RESUME

Les sédiments carbonatés gravitaires déposés en milieu marin profond sont complexes, peu étudiés et difficiles à prédire dans les séries géologiques. Ils représentent à la fois des réservoirs potentiels d'hydrocarbure et des archives géologiques des variations environnementales. Les carbonates formés dans les milieux marins tropicaux sont extrêmement sensibles aux variations climatiques. L'étude de leurs réponses stratigraphiques nous informe sur ces variations et peut contribuer à améliorer les modèles de prédiction des variations climatiques futures. L'édification des plateformes carbonatées résulte en grande partie de la balance entre la production carbonatée peu profonde, sa capacité de préservation et d'export en environnement distal. L'interprétation des facteurs de contrôle agissant sur la production, le transport et la distribution des corps carbonatés gravitaires représente un double enjeu : **(a)** Scientifique, pour les reconstitutions paléoclimatiques, ainsi que la compréhension des archives climatiques, **(b)** Industriel, pour la prédiction des propriétés des réservoirs.

Ce manuscrit présente une étude multi-échelle et pluridisciplinaire depuis la caractérisation des faciès à l'échelle du puits jusqu'à la modélisation stratigraphique à l'échelle régionale des Bahamas et de ses bassins associés, reconnus comme étant un des exemples modernes les plus représentatifs de la sédimentation carbonatée marine. Cette thèse étudie l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent, ainsi que les processus gravitaires et les facteurs de contrôle agissant sur le transfert de la production carbonatée depuis la plateforme vers les pentes et les bassins associés. L'intervalle de temps étudié est compris entre le Miocène supérieur et l'actuel (12 - 0 Ma). Cette période se distingue par des changements de régime eustatiques passant de cycles de 41 kyr à 100 kyr. C'est également une période clé dans l'histoire architecturale de la marge sous le vent du Grand Banc des Bahamas, puisqu'elle varie d'un système de rampe à un système très inclinée. La méthodologie utilisée associe plusieurs disciplines (sédimentologie, interprétation sismique, géophysique, modélisation stratigraphique) ainsi que des données d'origines diverses de forages et de géophysique scientifiques de la subsurface et du fond marin.

Cette étude pluridisciplinaire a abouti à plusieurs résultats significatifs. Tout d'abord, elle a permis de caractériser l'architecture et la sédimentologie du système d'Exuma - Plaine abyssale de San Salvador depuis la base du Tortonien. Les résultats montrent que ce système est principalement en bypass, constitué de sables et très sensible aux variations eustatiques. Ensuite, l'étude a comparé la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent en lien avec le type de production et en réponse aux facteurs de contrôle associés. Les résultats montrent que les deux marges présentent des architectures stratigraphiques opposées, des dynamiques sédimentaires et des taux de sédimentation exportés très différents. L'étude a également permis de caractériser à haute résolution les processus sédimentaires, la morphologie et les faciès récents du système d'Exuma à la Plaine Abyssale de San Salvador. Huit processus sédimentaires différents ont été identifiés, ainsi qu'une répartition spatiale des faciès liée à l'héritage structural. Par ailleurs, l'étude a quantifié l'impact de certains facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent depuis la base du Pléistocène. Les résultats montrent que l'impact d'un facteur de contrôle n'est pas le même suivant la marge, et que la topographie initiale est le facteur dominant sur l'évolution stratigraphique des systèmes carbonatés. Enfin, l'étude a quantifié la production carbonatée de l'ensemble des Bahamas depuis le Tortonien. Les résultats soulignent l'importance de la discrétisation temporelle des modèles géologiques, et montrent que la production est discontinue dans le temps, mais aussi que les variations du signal de production sont corrélables mondialement aux facteurs eustatiques et climatiques.

Mots-clés : *Bahamas, Carbonate gravitaire, Architecture stratigraphique, Quantification, Facteur de contrôle, Marge au vent et sous le vent, Processus sédimentaire, Eustatisme*

ABSTRACT

Gravity carbonate sediments deposited in deep-sea environments are complex, poorly studied, and difficult to predict in geological sequences. They represent both potential hydrocarbon reservoirs and geological archives of environmental variations. Carbonates formed in tropical marine environments are extremely sensitive to climate variations. Studying their stratigraphic responses informs us about these variations and can contribute to improving models for predicting future climate changes. The construction of carbonate platforms is a balance between shallow water carbonate production, the preservation capacity, and the export to distal environments. Interpreting the controlling factors that affect the production, transport, and distribution of gravitaty carbonate bodies represents a dual challenge: **(a)** Scientific, for paleoclimatic reconstructions and the understanding of climatic archives, **(b)** Industrial, for predicting reservoir properties.

This manuscript presents a multi-scale and interdisciplinary study from facies characterization at the well scale to stratigraphic forward modeling at the regional scale of the Bahamas and its associated basins, recognized as one of the most representative modern examples of marine carbonate sedimentation. This PhD studies the stratigraphic architecture of windward and leeward margins, as well as gravitaties processes and controlling factors affecting the transfer of carbonate production from the platform to slopes and associated basins. The time interval studied ranges from the upper Miocene to the present day (12-0 Ma). This period is characterized by changes in eustatic regimes from 41 kyr to 100 kyr cycles. It is also a key period in the architectural history of the leeward margin of the Great Bahama Bank, as it transitions from a ramp system to a highly inclined system. The methodology used combines several disciplines (sedimentology, seismic interpretation, geophysics, stratigraphic forward modeling) as well as data from various sources of scientific drilling and geophysics of the subsurface and seafloor.

This interdisciplinary study has led to several significant results. Firstly, it has allowed for the characterization of the architecture and sedimentology of the Exuma-San Salvador Abyssal Plain system since the base of the Tortonian. The results show that this system is mainly in bypass, composed of sands and very sensitive to eustatic variations. Secondly, the study compared the stratigraphic response of windward and leeward margins in relation to the type of production and in response to associated controlling factors. The results show that the two margins present opposite stratigraphic architectures, very different sedimentary dynamics, and rates of exported production. The study also allowed for the high-resolution characterization of sedimentary processes, morphology, and recent facies of the Exuma-San Salvador Abyssal Plain system. Eight different sedimentary processes were identified, as well as a spatial distribution of facies linked to structural heritage. Additionally, the study quantified the impact of controlling factors on the stratigraphic architecture of windward and leeward margins since the base of the Pleistocene. The results show that the impact of a controlling factor is not the same on each margin, and that initial topography is the dominant factor in the stratigraphic evolution of carbonate systems. Finally, the study quantified the carbonate production of the entire Bahamas since the Tortonian. The results emphasize the importance of temporal discretization of geological models, and show that production is discontinuous over time, but also the production variations are globally correlatable with eustatic and climatic factors.

Keywords: *Bahamas, Gravity carbonate, Stratigraphic architecture, Quantification, Controlling factor, Windward and leeward margin, Sedimentary process, Eustatism*

In memoriam

Dr. Laurence Taine, Généticienne (28 mai 1962 - 22 avril 2017)

Université de Bordeaux - CHU Pellegrin

AVANT-PROPOS

Ces travaux de recherche ont été réalisés dans le cadre de la Chaire industrielle Carb3E, financée par la fondation AMIDEX de l'Université Aix-Marseille et TotalEnergies. La thèse a fait l'objet d'un contrat CIFRE 2019/1286.

Les travaux se sont essentiellement déroulés dans les locaux de l'entreprise TotalEnergies en collaboration avec différents acteurs, le Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'environnement (CEREGE) de l'université d'Aix-Marseille (AMU) et l'Unité Mixte de Recherche (UMR) - Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) de Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC) de l'université de Bordeaux. Ces travaux de recherche ont pris place durant la pandémie de la COVID-19.

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des projets :

- De recherche et d'Innovation menés par l'Université de Bordeaux et d'Aix-Marseille - CARAMBAR (Carbonate Ramp of Bahamas Resedimentation) regroupant de nombreux intervenants (TotalEnergies, Ifremer, Universités de Miami, Genève, Rennes et Amsterdam), portant sur la caractérisation dans son ensemble d'un système de pentes carbonatées (morphologie, géométrie et processus sédimentaires).

REMERCIEMENTS

Les premières personnes auxquelles je souhaite adresser mes remerciements sont mes directeurs de thèse : **Jean Borgomano** (CEREGE/AMU - TotalEnergies), **Thierry Mulder** (EPOC) et **Jeroen Kenter** (TotalEnergies), qui ont eu la confiance de me confier ce projet de thèse. Leurs suivis, critiques et encouragements ont contribué à la réalisation de ce mémoire de thèse. Je souhaite également remercier **Stéphan Jorry** (IFREMER) pour son aide et sa disponibilité.

Je remercie la Chaire Carb3E de **Jean Borgomano**, collaboration entre la fondation AMIDEX d'Aix-Marseille et (TotalEnergies) qui ont mis à ma disposition les moyens financiers et techniques pour la réalisation de ce projet. Merci à l'école doctorale ED-251 d'Aix-Marseille Université pour l'aide technique, logistique qui a été mise en place.

Je souhaite remercier les entités d'accueil : (TotalEnergies) et l'Université de Bordeaux, notamment le laboratoire (EPOC), qui ont mis à ma disposition l'ensemble des outils utiles à la réalisation de ce manuscrit.

Des remerciements s'imposent aux personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'avancement du projet. Dans un premier temps à mes collègues de l'équipe du service Carbonate (TotalEnergies) qui rendent le quotidien agréable : **Arnaud Meyer**, **Aurélien Virgone**, **Emmanuel Dujoncquoy**, **Florien Maurer**, **Vincent Marlot**, **Pierre Masse** et plus particulièrement à **Cyprien Lanteaume**, **Alexandre Lettéron** et **Pierre- Alexandre Teboul**. Merci à **Julien Michel**, **Jean Busson** pour les échanges plus concrets, mais aussi à **Jules Grellier**, **Axel Ransinangue** pour leur amitié, mes anciens collègues de (TotalEnergies) **Patrick Zaugg**, **Jean-Michel Gaulier**, **Solène Guillemoto**, **Armelle Laurent** pour leur apprentissage. Je tiens aussi à saluer mon collègue thésard **Pierre Gatel** et mes vœux pour la suite.

Merci aussi au scientifique du laboratoire (EPOC) **Hervé Gillet**, **Vincent Hanquiez**, **Thibault Cavailhes**, **Kelly Fauquembergue** et **Emmanuelle Ducassou** où j'ai toujours été bien reçu. Je remercie **Audrey Recouvreur** pour son aide en début de thèse.

Je remercie également mes anciens enseignants, tuteurs et maîtres de stage qui m'ont donné le goût de la géologie : **Julien Bailleul**, **Yannick Vautier**, **Sebastien Potel**, **Cyril Gagnaison**, **Benoit Proudhon**, **Hervé Leyrit,** et notamment à **Sandra Brocheray** et **Pascal Barrier** pour leur confiance. À toi **Christian Blanpied** pour ton expérience, ton aide et ta passion de la géologie.

Merci à mes amis d'école d'ingénieurs et amis d'enfance pour leur soutien, leurs encouragements et leur aide.

À mes parents, toi papa pour ton soutien, ta patience, tes encouragements. Pour finir à toi maman, je ne peux que dire mon immense reconnaissance.

UNITES

°C - Degré Celsius,
kg - Kilogramme,
kg/m^3 - Kilogramme par mètre cube,
kg/m^2/Ma - Kilogramme par mètre carré par million d'années,
kg/m^3/Ky - Kilogramme par mètre carré par year,
km - Kilomètre,
km^2 - Kilomètre carré,
km^3 - Kilomètre cube,
Kyr - Kilo year,
m - Mètres,
m/Ma - Mètre par million d'années,
Ma - Million d'année,
mm - Millimètre,
m/s - mètre par seconde,
m^2/s - mètre carré par seconde,
m^3 - mètre cube,
m^3/Ma.m^2 - mètre cube par million d'années par mètre carré,
% - Pourcent,
‰ - Pour mille,
< - Inférieur,
> - Supérieur,
± - Plus ou moins,
~ - Environ,
° - Degré,

ABRÉVIATIONS

AAPG - American Association of Petroleum Geologists,
BDP - Bahamas Drilling Program,
BEE - Blake Bahama Escarpment,
CARAMBAR - Carbonate Ramp of Bahamas Resedimentation,
CEREGE - Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement,
Ca^{2+} - Calcium,
$CaCo_3$ - Carbonate de calcium,
CAMP - Central Atlantic Magmatic Province,
CSFs - Calciclastic Submarine Fan,
CSGD - Carbonate Slope and Gravity Deposits,
CH_2O - Méthanal,
CO_2 - Dioxyde de carbone,
CNRS - Centre National de la Recherche Scientifique,
Dionisos - Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation,
DSDP - Deep Sea Drilling Project,
ED - Ecole Doctorale,
e.g. - *exempli gratia* signifie (par exemple),
Ep - Exuma Plateau,
EPOC - Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux,
Es - Exuma Sound,
Fig. - Figure,
GAC - Great Abaco Canyon,
GBB - Grand Banc des Bahamas ou Great Bahama Bank,
HMC - High Magnesium Calcite,
HR - High Resolution,
HST - Highstand Systems Tract,
H_2O - Eau,
IFPEN - Institut Français du Pétrole et des Energies Nouvelles,
IODP - Integrated Ocean Drilling Program,
LBB - Little Bahama Bank,
Lr - Low Reflectivity,
Mbsf - Meters below seafloor,
MFS - Maximum Flooding Surface,
MIS - Marine Isotope Stage,
MMbbl - Million barrels,
MTC - Mass Transport Complex,
NADW - North Atlantic Deep Water,
NTG - Net To Gross,
O_2 - Oxygène,
ODP - Ocean Drilling Program,
SB - Sequence Boundaries,
SE - Sequence,
SEPM - Society for Sedimentary Geology,
SFM - Stratigraphic Forward Modeling,
Ssp - San Salvador,
UMR - Unité mixte de recherche,
TST - Transgressive Systems Tract,
TOTO - Tongue of Ocean,
TWT - Two-way travel time,
VE - Vertical Exaggeration,
VHR - Very High Resolution,

Vhr - Very High Reflectivity,
Vlr - Very Low Reflectivity,
WBUC - Western Boundary Under Current,

GLOSSAIRE

Accommodation - En géologie des carbonates, l'accommodation fait référence à la capacité du bassin sédimentaire à accommoder les variations du niveau marin et à permettre la formation de dépôt. Dans les environnements de plateforme carbonatée, l'accommodation est influencée par plusieurs facteurs, tels que : (a) la subsidence, (b) les variations du niveau marin, (c) les courants marins et les vagues, (d) la production carbonatée.

Aggradation - Empilement vertical des sédiments sans migration de l'aire de sédimentation vers le bassin ou le continent.

Autocyclique - Phénomène propre au système sédimentaire qui contrôle la mise en place des dépôts. Il s'agit de phénomènes hydrodynamiques comme le courant, la houle, ou de processus sédimentaires particuliers (turbidites, etc..).

Carbonate export - Flux de carbonate depuis la plateforme vers les bassins profonds.

Carbonate gravitaire - Type de sédiment ou de roche sédimentaire carbonatée qui est formé par accumulation gravitaire de particules carbonatées. Les particules de carbonate gravitaire peuvent être de différentes tailles et formes, allant des grains de sable aux gros blocs de roches.

Carbonate production - Précipitation de carbonate biogénique par des calcificateurs marins benthiques et pélagiques (par ex, foraminifères, coraux, algues, coccolithophores) et des processus authigéniques.

Ennoiement (surface) - Surface traduisant une transgression rapide en domaine de plateforme carbonatée.

Eustatisme - L'eustatisme désigne les variations du niveau marin à l'échelle globale. L'eustatisme peut être influencé par plusieurs facteurs, tels que : (a) la tectonique, telle que la formation ou la destruction de plaques continentales qui peuvent modifier le volume des bassins. (b) les variations du volume d'eau océanique, qui sont causées par des changements climatiques tels que la fonte des glaces, la circulation océanique. (c) les variations de la densité de l'eau océanique, qui peuvent être causées par des changements de la température ou de la salinité de l'eau.

Facteur de contrôle - En géologie des carbonates, le facteur de contrôle géologique est un concept important pour comprendre comment les roches carbonatées se forment et évoluent au fil du temps. Les facteurs de contrôle géologique dans la formation des roches carbonatées incluent des paramètres environnementaux tels que la température, la salinité, la pression, la concentration en CO_2, et les processus biologiques tels que la photosynthèse. Ces facteurs ont une influence importante sur la précipitation et la dissolution des carbonates, ainsi que sur la croissance et l'accumulation des organismes. Ainsi, la caractérisation des facteurs de contrôle est essentielle pour comprendre les caractéristiques et les propriétés des roches carbonatées.

Préservation - Dans ce cas d'étude, la préservation fait référence à la production carbonatée de la plateforme qui est conservée sur place, c'est-à-dire la part de la production qui n'est ni exportée vers un environnement lointain, ni dissoute.

Processus sédimentaire - Processus géologique qui implique la formation, le transport et le dépôt des sédiments. Les processus sédimentaires peuvent être divisés en trois catégories principales : la sédimentation, l'érosion et le transport. La sédimentation est le processus par lequel les sédiments se déposent et s'accumulent. L'érosion est le processus qui entraîne la dégradation et la fragmentation des roches et des sols, tandis que le transport est le déplacement des sédiments d'un endroit à un autre,

souvent par le biais d'un agent de transport tel que l'eau, le vent ou la glace. Les processus sédimentaires sont importants pour comprendre la géologie de la Terre, car ils peuvent aider à reconstituer l'histoire géologique et environnementale de la planète en révélant des informations sur les conditions climatiques et environnementales passées.

Progradation - Empilement latéral des sédiments qui se décalent vers le bassin.

Régression - Avancée de terre sur la mer et migration de la ligne de rivage qui avance vers le centre des bassins.

Séquence stratigraphique - Une séquence stratigraphique est une unité stratigraphique qui se compose d'une succession hiérarchique de couches sédimentaires qui ont été déposées pendant une période de temps spécifique et qui ont été délimitées à la fois par des surfaces stratigraphiques qui marquent des changements dans les conditions environnementales de dépôt et par des changements de faciès. En d'autres termes, les séquences stratigraphiques sont caractérisées par une organisation hiérarchique des strates qui ont été déposées dans des environnements géologiques spécifiques au fil du temps géologique et qui sont délimitées par des surfaces stratigraphiques qui marquent des changements environnementaux.

Stratigraphie - La stratigraphie est une branche de la géologie qui étudie les roches sédimentaires et leur agencement dans le temps géologique. Elle permet de reconstituer l'histoire de la Terre en examinant les différentes couches géologiques (strates) et en déterminant leur âge relatif et absolu à l'aide de méthodes telles que la datation radiométrique, la biostratigraphie et la magnétostratigraphie. La stratigraphie permet de comprendre les changements environnementaux et climatiques à travers l'histoire de la Terre.

Subsidence - La subsidence est l’enfoncement progressif, régulier ou irrégulier pendant une longue période d’un bassin sédimentaire. La subsidence peut être causée par plusieurs facteurs, notamment : par la compression des roches sous le poids des sédiments accumulés au-dessus d'elles.

Transgression - Avancée de la mer sur la terre et migration de la ligne de rivage vers le continent.

Wheeler (Diagramme) - Diagramme espace-temps, où on représente comment le temps géologique est enregistré dans une séquence et au niveau de ses discontinuités. Un diagramme de Wheeler permet de faire une estimation de la répartition des volumes sédimentaires qui sont préservés et exportés.

TABLE DES MATIERES

1. Introduction générale _____ 15

1.1 - Contexte et enjeux 16
1.2 - Projet de thèse 22
1.3 - Références bibliographiques du chapitre I 26

2. État de l'art sur les systèmes sédimentaires carbonatés et les carbonates gravitaires _____ 29

2.1 - Facteur de contrôles sur les carbonates 31
2.2 - La production carbonatée 35
2.3 - Types de carbonate (factory) et profils de production 36
2.4 - La préservation du signal de la production carbonatée 41
2.5 - Les accumulations de sédiments en domaine de pente carbonaté 53
2.6 - Les tabliers de pente (slope apron) 54
2.7 - Les tabliers de base de pente (base-of-slope aprons) 59
2.8 - Les éventails (fans) 61
2.9 - Les facteurs de déclenchements et écoulements gravitaire 65
2.10 - Les processus de transport gravitaire 68
2.11 - L'export de sédiment suivant les type de carbonate (factory) 73
2.12 - Synthèse 77
2.13 - Références bibliographiques du chapitre II 81

3. Matériels et Méthodes _____ 99

3.1 - Origine des données 101
3.2 - Les outils 103
3.3 - Sédimentologie et stratigraphie sismique (workflow) 106
3.4 - Caractérisation morphologique et faciologique récente (workflow) 109
3.5 - La quantification de la production et de l'export (workflow) 113
3.6 - Présentation de la modélisation stratigraphique 115
3.7 - La modélisation stratigraphique «basée processus» (workflow) 117
3.8 - Les limites de la modélisation stratigraphique «basée processus» 121
3.9 - Références bibliographiques du chapitre III 122

4. Les systèmes carbonatées gravitaire des Bahamas dans leurs contextes stratigraphiques et géodynamiques _____ 127

4.1 - Présentation de la plateforme des Bahamas 129
4.2 - Contexte et histoire géodynamique des Bahamas 131
4.3 - Cadre stratigraphique Néogène-Quaternaire pour le Great Bahama Bank 136
4.4 - Classification et modèle de faciès du Great Bahama Bank 148
4.5 - Les pentes actuelles des Bahamas 150
4.6 - Les principaux facteurs de contrôle environnementaux et régionaux influençant les Bahamas 154
4.7 - Le système de plateforme carbonaté des Bahamas au Quaternaire 161
4.8 - L'export distal des pentes au vent et sous le vent du Great Bahama Bank 164
4.9 - Caractérisation faciologique et morphologique actuelle du système Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador 167
4.10 - Références bibliographiques du chapitre IV 190

5. Paper 1: Carbonate platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins _____ 199

5.1 - Synthèse de l'article I 201
5.2 - Article I 205

5.3 - Références bibliographiques du chapitre V 238

6. Controlling Factors on the Stratigraphic Architecture of Leeward and Windward Margins - Pleistocene, Bahamas: Stratigraphic Forward Modeling Approach _____ 247

6.1 - Synthèse du chapitre VI 248
6.2 - Article II 258
6.3 - Références bibliographiques du chapitre VI 281

7. Estimation of Carbonate Production in the Windward Margin of the GBB during the Neogene to the Quaternary _____ 285

7.1 - Synthèse du chapitre VII 286
7.2 - Article III 294
7.3 - Références bibliographiques du chapitre VII 324

8. Synthèses et Discussions - Conclusions générales - Perspectives _____ 329

8.1 - Synthèses et discussions 330
8.2 - Conclusions générales 348
8.3 - Questions ouvertes et perspectives 350
8.4 - Références bibliographiques du chapitre VIII 351

Annexes _____ 353

1. Introduction générale

1.1 - Contexte et enjeux 16

1.1.1 - Enjeux scientifiques 16
1.1.2 - Enjeux économiques 20

1.2 - Projet de thèse 22

1.2.1 - Le choix de secteur d'étude 22
1.2.2 - Objectifs du projet 22
1.2.3 - Plan de travail 23
1.2.4 - Organisation du manuscrit 25

1.3 - Références bibliographiques 26

Chapitre I – Introduction générale

1.1 - Contexte et enjeux

Dans le cadre de ce projet de recherche en collaboration entre deux acteurs, l'un universitaire (Université d'Aix-Marseille et Bordeaux Université - CEREGE) et l'autre industriel (TotalEnergies), **deux familles d'enjeux** se dégagent. Les enjeux scientifiques sont liés aux **facteurs de contrôle** qui ont un impact sur la réponse stratigraphique des plateformes carbonatées, la production, l'export et les processus sédimentaires. Les enjeux industriels sont axés sur les dimensions et **propriétés du réservoir**.

1.1.1 - Enjeux scientifiques

L'architecture stratigraphique dans le domaine des carbonates est complexe, car elle est contrôlée par de **multiples facteurs** tels que les variations du niveau marin, la subsidence, le climat, la topographie initiale, les courants, le vent et les vagues qui interagissent entre eux, complexifiant grandement la compréhension des systèmes avec en outre la production organique. Le lien ***source-to-sink*** est particulièrement bien établi en sédimentologie clastique, car il s'agit d'un système découplé (zone d'érosion et de dépôt séparée), alors qu'en système carbonaté, les deux coïncident.

L'action des vagues et des marées dans les environnements carbonatés peu profonds est si intense que la redistribution des sédiments est commune et peut déplacer les sédiments sur des dizaines de kilomètres. De plus, la **redistribution à grande échelle de la production** est aussi apparente dans l'enregistrement sédimentaire profond sous la forme de boue de periplatforme (Betzler et al., 2014), de turbidites et de coulées de débris attestant que l'export de matériel des plateformes ne provient pas seulement de la marge, mais aussi de la plateforme interne (Neumann & Land, 1975; Droxler & Schlager, 1985; Haak & Schlager, 1989; Roth & Reijmer, 2004).

L'archipel des **Bahamas** couvre plus de 300 000 km^2, il est considéré comme un des exemples modernes les plus représentatifs de la sédimentologie carbonatée (**Figure 1.1**). Les Bahamas sont localisés sur la marge ouest de l'océan Atlantique qui est matérialisée par le Blake Bahama Escarpement marquant la limite avec le bassin profond de l'océan Atlantique. Les Bahamas sont à l'est de la Floride, séparées par le Détroit de Floride et au nord de Cuba, délimité par le Old Bahama Channel (**Figure 1.1**). Les deux principales îles sont le **Grand Banc des Bahamas** (GBB) d'une dimension d'environ 100 000 km^2 et le **Petit Banc des Bahamas** (LBB) d'une dimension d'environ 17 000 km^2.

La transgression actuelle recouvre les Bahamas sous environ 10 m d'eau, générant une production carbonatée sableuse et boueuse (Harris et al., 2015) (**Figure 1.1**). La production marginale est à prédominance **sableuse squelettique**, qui s'accumule sous forme de bancs contrôlés par l'activité des courants de marée (Harris et al., 2015). Quant à la **production boueuse**, elle est dominée par des grains fins de silts et d'argiles provenant de la dégradation des algues vertes (Busson, 2018). Cette production fine est localisée principalement en plateforme interne. Il y a donc une **ségrégation de la répartition des faciès** sur la plateforme des Bahamas, ce qui un impact sur la redistribution des faciès exportés. L'analyse des profils de pente des Bahamas montre des systèmes ayant des **géométries différentes** (faible à fort angle de pente - double pente), mais aussi des fonctionnements très divers (*bypass* - accrétion - érosion) (Schlager & Ginsburg 1981). Durant le Pléistocène, la mise en place des cycles eustatiques de 0,1 Ma à forte amplitude impacte l'enregistrement sédimentaire avec de longues périodes de *lowstand* et de très courtes périodes de *highstand* (moins de 10% du temps) (Busson, 2018). Cette constatation nous informe que la production est fractale dans le temps et nous interroge sur les **taux de production** et d'export en période de haut niveau marin, confirmant le concept de *highstand shedding* de Schlager et al. (1994).

De plus, durant le Pléistocène, **l'architecture de la marge sous le vent** du GBB évolue, passant d'un système de rampe à forte pente (Busson et al., 2019). L'analyse de l'architecture stratigraphique de ces différentes pentes révèle des **architectures**, des **faciès** et des **taux de sédimentation** très hétérogènes. L'ensemble de ces constatations a motivé cette étude afin de caractériser à haute résolution la production, l'export et l'architecture des marges au vent et sous le vent du Grand Banc des Bahamas (GBB) depuis la base du Tortonien à l'actuel.

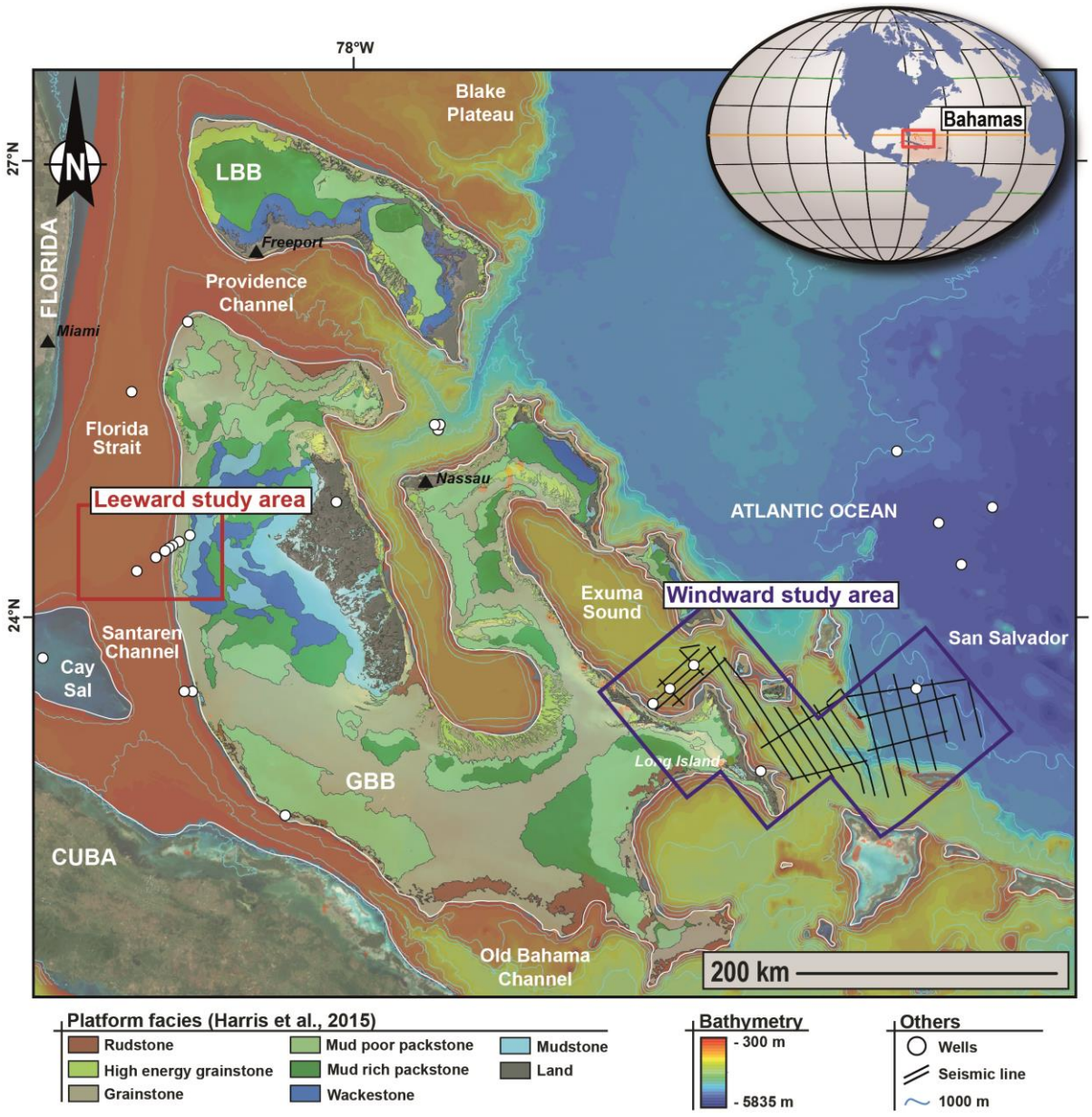


Figure 1.1. Carte régionale des Bahamas illustrant les deux zones d'études au vent (Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador) et sous le vent (Détroit de Floride). Les données des puits sur l'ensemble des Bahamas, ainsi que la sismique acquise par la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016), sont utilisées pour ce travail de thèse. Le fond de carte bathymétrique provient de GEBCO.

Dans le cadre de cette étude de thèse, nous caractériserons le lien "source-to-sink" pour la compréhension des systèmes carbonatés. Pour cela, les thématiques portant sur les **facteurs** contrôlant l'architecture stratigraphique, la production, la préservation, les processus d'export et la quantification des taux en relation avec les marges au vent et sous le vent seront abordées. La caractérisation "source-to-sink" des marges des Bahamas étant la problématique principale de cette thèse, elle passe par les **trois étapes** de travail suivantes (**Figure 1.2**) :

1. La caractérisation architecturale - stratigraphique et faciologique des marges au vent et sous le vent du GBB en lien avec la production carbonatée. Elle comprend trois points : **(a)** L'interprétation de nouvelles données sismiques du système d'Exuma - Plaine abyssale de San Salvador acquises par Mulder (2016), **(b)** L'intégration de l'ensemble des données stratigraphiques et faciologiques de puits sur la plateforme, et sur les deux marges, **(c)** La comparaison des résultats provenant de la marge au vent (cette étude) avec des données publiées sur la plateforme et la marge sous le vent. À l'issue de ce travail, des modèles comparatifs d'architectures stratigraphiques et sédimentologiques sont délivrés. Afin d'expliquer les différences stratigraphiques et sédimentologiques entre ces deux marges, une investigation de certains facteurs de contrôle est faite (**Figure 1.2).**

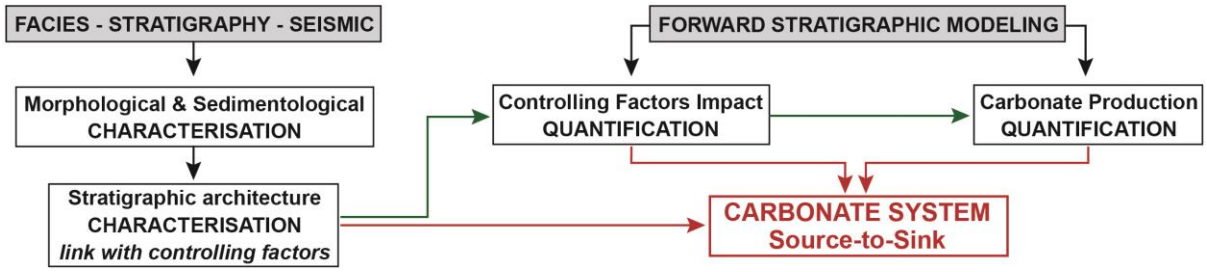


Figure 1.2. Processus de travail simplifié illustrant les trois les étapes et outils qui sont utilisés dans ce travail de thèse dans le but de caractériser *via* une approche source-to-sink les architectures stratigraphiques des marges au vent et sous le vent des Bahamas: (a) Caractérisation architecturale - stratigraphique et faciologique des marges au vent et sous le vent du GBB en lien avec la production, (b) Modélisation stratigraphique dans le but de quantifier l'impact de certains facteurs de contrôles, (c) Modélisation stratigraphique pour la quantification de la production (préservation et export).

2. La modélisation stratigraphique - Quantification des facteurs de contrôle : Dans le but de quantifier l'impact de certains facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique et la sédimentologie des marges au vent et sous le vent, les facteurs de contrôle identifiés grâce à l'étude précédente sont testés (**Figure 1.2**).

3. La modélisation stratigraphique - Quantification de la production carbonatée : La quantification de la réponse de la production en fonction des variations du niveau marin et la balance entre la production qui est préservée sur la plateforme et celle qui est exportée depuis la plateforme en fonction des variations du niveau marin et du type de production sont étudiées (**Figure 1.2**).

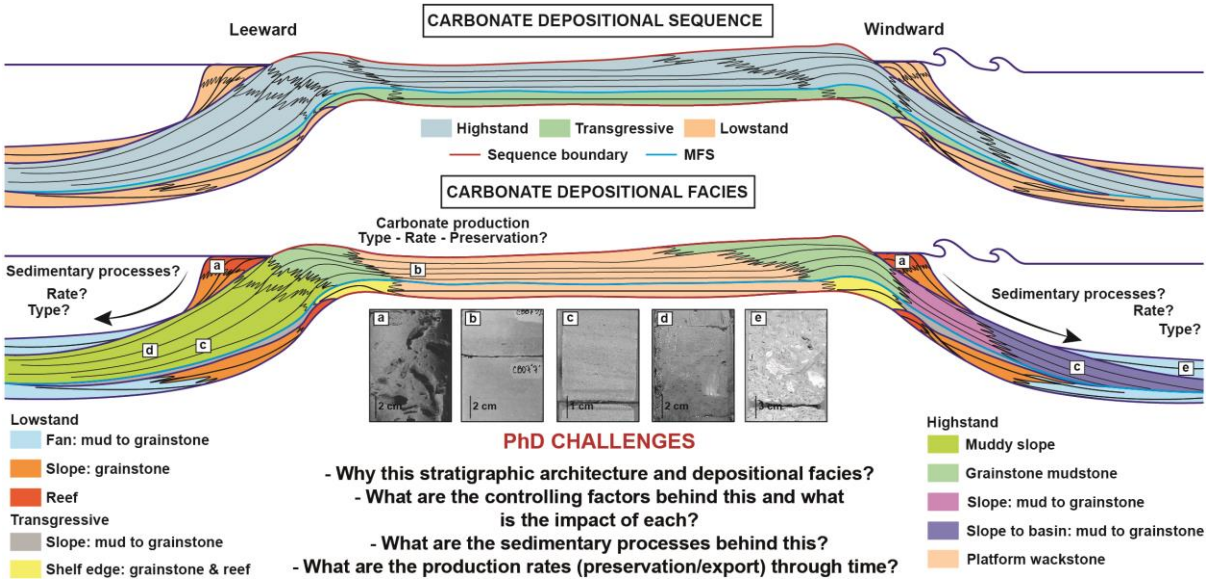


Figure 1.3. Illustration des principales questions de cette étude : la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent les différents facteurs de contrôle, les processus qui sont associés et les taux et volumes de préservation et d'export. Faciès A: Coral Boundstone (well Unda mission BDP - Kenter et al., 2001), Faciès B:

Packstone peloidal (well Clino mission BDP - Kenter et al., 2001), Faciès C: *Packstone* (well 1003 ODP Leg 166 Eberli et al., 1997a), Faciès D: *Mudstone* (well 1006 ODP Leg 166 - Eberli et al., 1997a), Faciès E: *Floatstone* (well 1004 ODP Leg 166 - Eberli et al., 1997a).

L'ensemble des questions de cette thèse portant sur les marges au vent et sous le vent sont présentées dans là (**Figure 1.3**) : **(a)** Quels sont les facteurs de contrôle qui influencent ces architectures stratigraphiques et quels sont leurs impacts ? **(b)** Quels sont les processus sédimentaires responsables de ces architectures stratigraphiques ? **(c)** Quels sont les taux de production (préservation et export) au cours du temps ?

Concernant **la production**, trois grandes phases sont communément décrites dans l'édification des systèmes carbonatés en lien avec le niveau marin.

La première étant pendant la **phase d'augmentation du niveau marin**, où l'édifice carbonaté peut accumuler de grandes quantités de matériel dans le cas où le taux de production est assez élevé pour compenser l'augmentation de l'accommodation et donc pouvoir maintenir une profondeur optimale. Hunt & Tucker (1993) ont décrit deux configurations possibles d'évolution pendant les phases d'augmentation du niveau marin en fonction de la production carbonatée : **1.** une rétrogradation, si elle est faible, ou **2.** une aggradation-progradation si elle est forte.

La seconde étant pendant la phase de **maximum de haut niveau marin** où la production peut être optimale sur la plateforme, mais avec un faible espace d'accommodation, cette production est en grande partie exportée. Ce phénomène est nommé ***Highstand Shedding*** par Schlager et al. (1994) il est caractérisé par des dépôts de carbonates sur la pente et dans le bassin plus développé que pour les périodes de bas niveau marin.

La troisième étant pendant les périodes de **bas niveau marin** où la plateforme carbonatée est émergée. Les eaux météoritiques sur la plateforme provoquent des phénomènes de dissolution et karstification s'accompagnant d'une cimentation rapide des dépôts préservés (Busson 2018). La plateforme est marquée par une surface de karstification alors que le domaine de pente présente des lacunes sédimentaires. Il est possible que des phénomènes d'érosion de plateforme aient lieu, se traduisant généralement par des effondrements gravitaires aboutissant au dépôt de mégabrèches et de débrites (Hunt & Tucker, 1993; Spence & Tucker, 1997). Il est aussi possible que des prismes de bas niveau se mettent en place, provoquant une progradation de la plateforme (**Figure 1.4**).

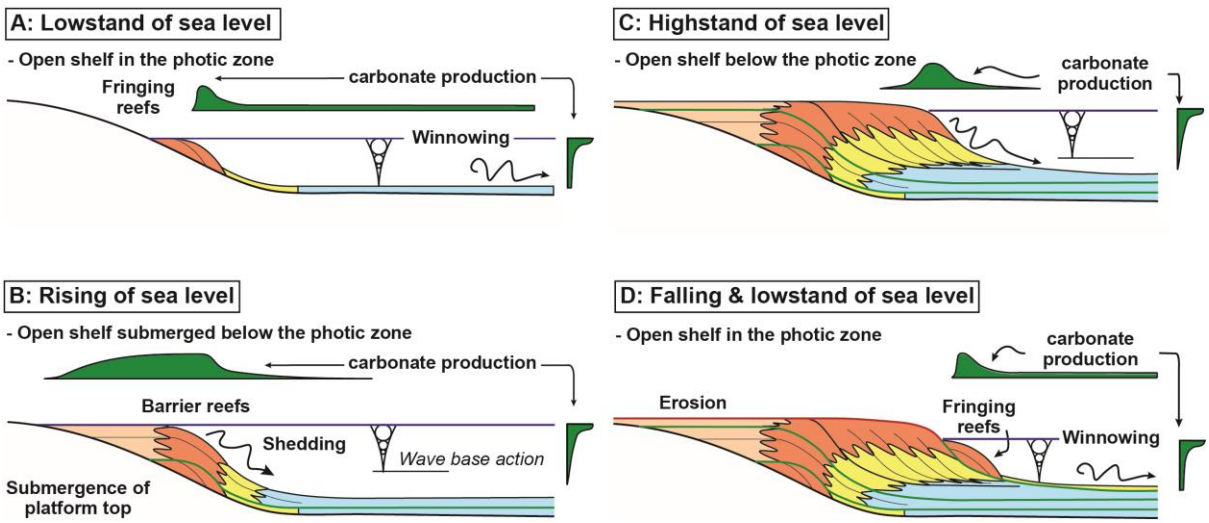


Figure 1.4. Diagramme illustrant l'accrétion d'une plateforme carbonatée en fonction de la production carbonatée et de l'érosion durant différentes phases de la fluctuation du niveau marin (d'après Pomar & Ward, 1999).

Les phénomènes de **transfert gravitaire** sont aujourd'hui bien compris en système silicoclastique ce qui n'est pas le cas pour les systèmes carbonatés. Dans ces derniers, la production, et

l'édification de l'architecture du système sont faites au même endroit (sur la plateforme). Ce qui induit que les événements gravitaires sont exceptionnels et périphériques en comparaison à la production de la plateforme. Ces transferts sont pour autant essentiels pour l'apport de sédiment en domaine profond. Il est donc indispensable de comprendre la mise en place des transferts ainsi que le type de sédiment qui est exporté.

La question des **taux de production et volumes** qui sont préservés sur la plateforme et exportés depuis la plateforme en lien avec différents facteurs de contrôles et sa représentativité temporelle est un enjeu clef de cette thèse. Les questions principales de ce manuscrit peuvent se résumer : **Quand, Où, Pourquoi et Combien de sédiment carbonaté** (**Figure 1.5**) ?

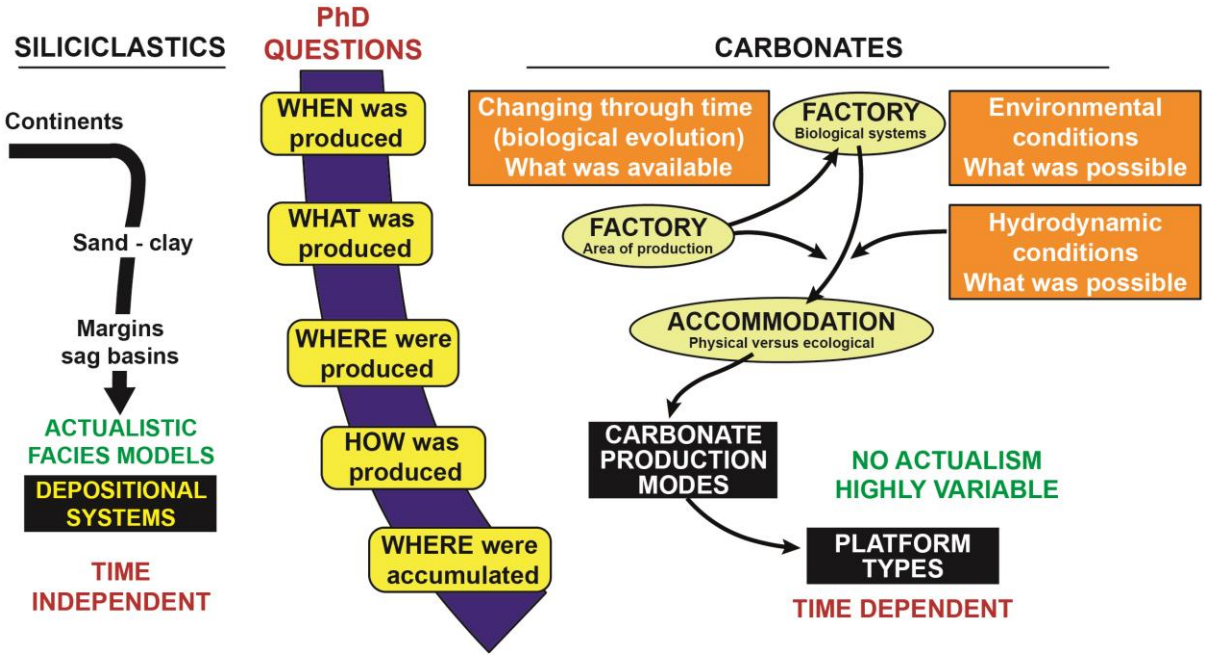


Figure 1.5. Les différences dans les principaux processus conduisant à la formation de roches carbonatées et silicoclastiques. Pour comprendre les systèmes carbonatés, il faut répondre aux cinq questions suivantes : quand, quoi, comment et où les sédiments ont-ils été produits et accumulés ? (d'après Pomar, 2020).

1.1.2 - Enjeux économiques

Les carbonates gravitaires sont aujourd'hui un objectif dans le domaine de l'exploration et la production pétrolières. Les intervalles potentiellement réservoirs qui sont formés par des carbonatés gravitaires sont actuellement considérés comme un **facteur de risque** en termes de propriétés réservoir (cimentation), d'extension tant verticale qu'horizontale et difficiles à prédire dans le temps et l'espace. Ces carbonates resédimentés peuvent former des volumes importants d'accumulation sédimentaire. Dans plusieurs cas, les accumulations se sont avérées contenir des hydrocarbures comme dans le nord du bassin Caspien sur les flancs des plateformes paléozoïques comme par exemple : Tengiz et Karachaganak (O'Hearn et al., 2003; Weber et al., 2003; Kenter et al., 2005) (**Figure 1.6**).

On en trouve aussi dans le bassin Permien des Etats-Unis où de nombreux *plays* dans les carbonates gravitaires produisent d'importants volumes d'hydrocarbures. Les bassins de Midland et Delaware où les dépôts de pente et bassin du *Wolfampian/Leonardian* ont produit 192 MMbbl depuis le début de la production (Dutton et al., 2004). Ces *plays* sont composés de carbonates détritiques interdigités avec des *dark shales* (Wilson, 1975; Mazzullo & Reid, 1989). La nature des carbonates détritiques est vaste incluant des brèches, du sable et de la boue déposés par des *debris flow*, des courants turbiditiques et des courants de contour en pied de pente et dans le bassin (Mazzullo & Reid, 1987; Montgomery, 1996). Ces faciès contiennent des sédiments provenant de la plateforme carbonatée peu

profonde indiquant qu'ils sont issus de la production de la plateforme par le biais de plusieurs types d'écoulements et facteurs de déclenchements.

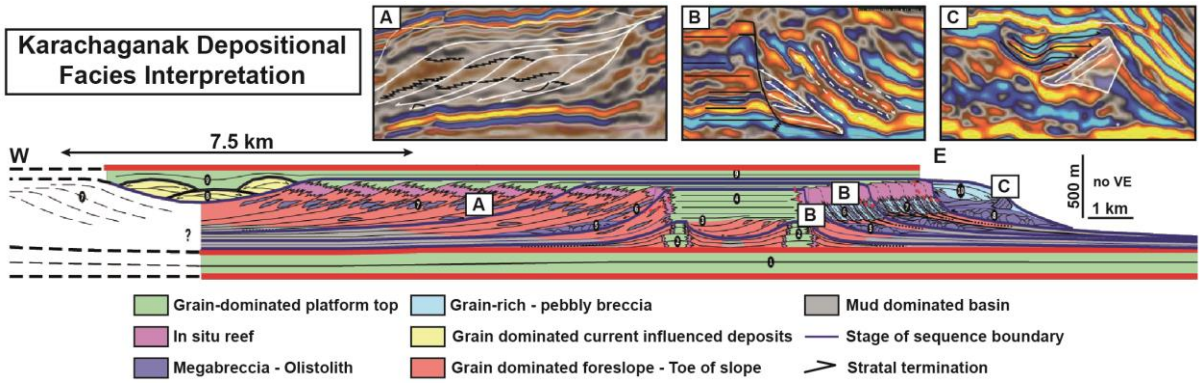


Figure 1.6. Modèle de faciès de Karachaganak en association avec la réponse sismique de certains environnements et faciès gravitaires (d'après Katz et al., 2010; Kenter et al., 2010a).

Deux écoles s'opposent par rapport à la **période de génération de ces dépôts en fonction du niveau marin**. Mazzullo (1997, 2000) interprète que les carbonates resédimentés sont déposés pendant les périodes de *highstand*. D'autres auteurs ont interprété les débris carbonatés de bassin comme ayant été déposés dans le bassin pendant les périodes de *highstand* et *lowstand* (Pacht et al., 1995; Simo et al., 2000). Pacht et al. (1995) ont conclu que, bien qu'une grande partie des débris carbonatés de bassin se soient déposés pendant les périodes de *highstand*, les coulées de débris poreuses se sont mieux développées en *lowstand* le long de la marge nord-ouest du bassin de *Midland*. Il existe donc un réel **intérêt** et des **interrogations** quant aux périodes de génération de ces écoulements et leurs propriétés. Une symbiose des enjeux scientifiques (impact du niveau marin sur la production) et industriels (période de génération de ces écoulements et propriété) est donc présente.

Mais en comparaison avec leurs homologues silicoclastiques ou avec les plateformes carbonatées d'eau peu profonde, les réservoirs carbonatés de pente et de bassin sont rares et présentent généralement de faibles volumes d'hydrocarbures piégés. En outre, les études des éventails carbonatés ne sont pas courantes dans la littérature après les années 1990, ce qui témoigne du manque d'intérêt de l'industrie pétrolière en raison du «mode dormant» des idées sur les carbonates d'eau profonde. La plupart des études sur les fonds marins actuels ont été faites dans les années 1970/1980.

Ces dépôts suscitent également un intérêt croissant pour des **besoins sociétaux** tels que l'exploitation d'aquifères, pour les ressources en eau ou pour le stockage de CO_2. Par leurs concepts de carbonate qui sont exportés, l'aspect morphologique de l'architecture du dépôt et de sa position relative par rapport à la pente doit être pris en compte lors des études. Cela dit, la composante de piège stratigraphique en pied de pente est probablement une thématique pétrolière à prendre en compte.

1.2 - Projet de thèse

Cette thèse fait suite à de nombreux travaux scientifiques sur la zone des Bahamas sur les marges au vent (windward) et sous le vent (leeward) du Grand Banc des Bahamas (GBB) ainsi que sur les marges du Petit Banc des Bahamas (LBB). Dans la suite de ce chapitre, les objectifs de ce projet de thèse seront détaillés.

1.2.1 - Le choix de secteur d'étude

Cette étude porte sur les séries du Néogène supérieur à l'actuel de la **marge au vent et sous le vent du Grand Banc des Bahamas** (GBB). Le choix du GBB comme zone d'étude des transferts gravitaires s'explique par les géométries et configurations exceptionnelles qui sont présentes. La première zone d'étude qui a été sélectionnée est la zone d'**Exuma Sound** (est GBB, windward), le **canyon-plateau d'Exuma** débouchant sur la **plaine abyssale de San Salvador**. La seconde zone est la **pente occidentale** du GBB (leeward) où d'importantes études ont déjà été réalisées. De plus l'abondance des données de subsurface (puits et sismiques) a également été un critère de sélection. Dans cette thèse, la première zone d'Exuma Sound est interprétée dans la bibliographie comme une pente en *bypass* connectée à un système d'export distal (Schlager & Ginsburg, 1981). La seconde zone est répertoriée par les précédentes études comme une pente en accrétion (Schlager & Ginsburg, 1981). Ce choix de zone d'étude est motivé par la dissymétrie des systèmes et les différences de modalités d'export gravitaires qui vont être comparées.

1.2.2 - Objectifs du projet

Cette thèse s'inscrit dans la continuité du projet **CARAMBAR** (Carbonate Ramp of Bahamas Resedimentation) qui a commencé en 2010 conduite par l'université de Bordeaux, TotalEnergies et l'université de Aix-Marseille. Trois jeux de données (CARAMBAR 1, 2010 ; CARAMBAR 1.5, 2014 ; CARAMBAR 2, 2017) ont fourni des données de bathymétrie, de réflectivité acoustique, de sismique réflexion haute résolution et de sismique très haute résolution basse fréquence, ainsi que des prélèvements de carottes gravitaires.

Le but du projet **CARAMBAR** porte sur la caractérisation des grands ensembles sédimentaires qui ont façonné le pied du talus de la rampe et de la pente ainsi que le bassin depuis le Néogène. Il s'agit également de décrire l'architecture stratigraphique : caractériser la morphologie des corps sédimentaires gravitaires récents qui façonnent la rampe, la pente, et le bassin. La description est réalisée sur leur géométrie, les faciès de dépôt et leur évolution latérale et verticale. Ce mémoire vise également à obtenir des informations sur les **processus de transport et de resédimentation** des particules carbonatées, établir des interprétations stratigraphiques précises qui sont reliés aux facteurs de contrôle et d'établir des modèles de dépôt sur les différentes marges. Pour cela, six thèses ont déjà été réalisées sur le Petit Banc et Grand Banc des Bahamas.

1. Elsa TOURNADOUR. 2012-2015 ; Étude de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture de la pente carbonatée au nord du Petit Banc des Bahamas (Tournadour, 2015).

2. Mélanie PRINCIPAUD. 2012-2015 ; Étude de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture de la pente carbonatée à l'ouest du Grand Banc des Bahamas (Principaud, 2015).

3. Ludivine CHABAUD. 2013-2016 ; Reconstitution des paléoenvironnements et de la stratigraphie à partir de carottes collectées sur les pentes nord du petit Banc des Bahamas et ouest au Grand Banc des Bahamas (Chabaud, 2016).

4. Kelly FAUQUEMBERGUE. 2015-2018 ; Transferts sédimentaires sur une marge carbonatée moderne de la plate-forme à la plaine abyssale : marge nord de Little Bahama Bank, Bahamas (Fauquembergue, 2018).

5. Jean BUSSON. 2015-2018 ; Caractérisation et modélisation des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate (Busson, 2018).

6. Audrey RECOUVREUR. 2017-2021 ; Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon (Escarpement de Blake, Bahamas) (Recouvreur, 2021).

Tous les verrous scientifiques généraux énoncés peuvent être abordés par l'étude des séries Néogène - Quaternaire des Bahamas sur la plateforme reliant les marges au vent et sous le vent. En se basant sur l'intégration des données et travaux existants et sur l'acquisition de nouvelles données sismiques, ce projet a pour vocation de :

1. Caractériser les séries gravitaires d'un système purement carbonaté d'une marge au vent (Exuma Sound) reconnue comme une pente en *bypass* connecté à un système d'export distal. Ceci grâce à des nouvelles données sismiques (Mulder 2016) et de forages (Austin et al., 1986). Dans le but de caractériser et de définir les **faciès gravitaires**, la **stratigraphie du bassin**, les **modèles de dépôts**.

2. Faire le lien entre la plateforme et le bassin profond, en restituant la stratigraphie, l'architecture sédimentaire, la géométrie et le cadre chronostratigraphique du système au vent d'Exuma Sound. Dans le but de réaliser un **modèle de dépôt** (plateforme - bassin) identifiant les **facteurs de contrôle** impactant la sédimentation et l'architecture.

3. Proposer des modèles permettant la comparaison à partir du Tortonien des géométries, des architectures et des faciès des **marges au vent** et **sous le vent** en lien avec les facteurs de contrôle.

4. De caractériser *via* un nouveau processus de travail les **volumes préservés et exportés** dans le bassin au vent d'Exuma Sound grâce aux données de puits et de sismiques

5. De réaliser des études très haute définition de modélisation stratigraphique «basée processus» sur les Bahamas. Cette partie de thèse a pour objectif de **quantifier la réponse et l'impact de certains des facteurs de contrôle** qui ont été identifiés sur les marges au vent et sous le vent. Une seconde partie a pour but de quantifier les taux et volumes de sédiments qui sont préservés et exportés sur la marge au vent d'Exuma Sound ainsi que sur l'ensemble des Bahamas.

1.2.3 - Plan de travail

Ce projet de thèse a mis en évidence différentes tâches qui sont regroupées en cinq catégories : bibliographique, interprétation, formation, participation à des congrès, rédaction. Ces tâches sont reportées dans un planning de type diagramme de Gantt ayant le pouvoir de visualiser graphiquement dans le temps les tâches composant le projet et leurs aboutissements (**Figure 1.7**).

Ce projet a débuté en première année par la réalisation d'une base de données couplant l'ensemble des données présentes sur la zone d'étude des Bahamas et un travail bibliographique. Ce dernier avait pour objectif d'avoir une vue d'ensemble de l'état des données et connaissances afin de définir un axe d'étude novateur. Par la suite, un travail d'interprétation des données de puits et de stratigraphie sismique a eu lieu sur les Bahamas. En fin, de première année, une coupure de trois mois a été faite dans le cadre d'une étude opérationnelle pour l'entreprise TotalEnergies. Cette étude avait pour but de définir géo-morphologiquement des potentiels de prospects pétroliers. En fin de première année, un comité de pilotage a également eu lieu. Le jury de soutenance était composé des acteurs de ce projet de thèse, mais aussi de scientifiques et industriels qui ne sont pas impliqués dans la thèse. À la suite des encouragements et recommandations de ce comité, une étude sur d'autres marges des Bahamas a été faite afin de mieux contraindre certains facteurs de contrôle. En seconde année, un deuxième comité de pilotage a eu lieu où certains processus et axes ont été discutés. Pour la troisième année, une étude portant sur de la modélisation stratigraphique a été réalisée.

Le bon déroulement de cette thèse a été ponctué par des périodes de formation, participations à des congrès, discussions des résultats obtenus, rédaction d'articles scientifiques et du présent manuscrit (**Figure 1.7**). L'école doctorale (**ED 251**) impose les conditions suivantes :

1. Avoir une publication acceptée de rang A (1er quartile) en premier auteur :
   - *Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins (**Marine Geology**) ;*
2. Avoir participé au congrès de l'école doctorale :
   - *Le Congrès des Doctorants de l'École Doctorale Sciences de l'Environnement (ED 251) d'Aix-Marseille Université en **Mai 2022** (un poster) ;*
3. Avoir participé à un congrès :
   - *Le Congrès de l'Association des Sédimentologistes Français (ASF 18ème édition) Brest en **Septembre 2022** (une présentation) ;*
4. Avoir rempli son contrat individuel de formation (**50 heures**) :
   - *Formation PaleoScan **Novembre 2020** (10 h) ;*
   - *L'intelligence économique pour les acteurs de la recherche : sensibilisation **Mars 2022** (3 h) ;*
   - *Formation DionisosFlow® **Avril 2022** (20 h) ;*
   - *Éthique de la recherche **Octobre 2022** (10 h) ;*
   - *Intégrité Scientifique dans les métiers de la recherche **Octobre 2022** (10 h) ;*
5. Avoir réalisé une activité chez le partenaire industriel (**50 heures**) :
   - *Réalisation d'études pour l'exploration pétrolière Suriname **Novembre 2020 - Janvier 2021** (3 mois) ;*

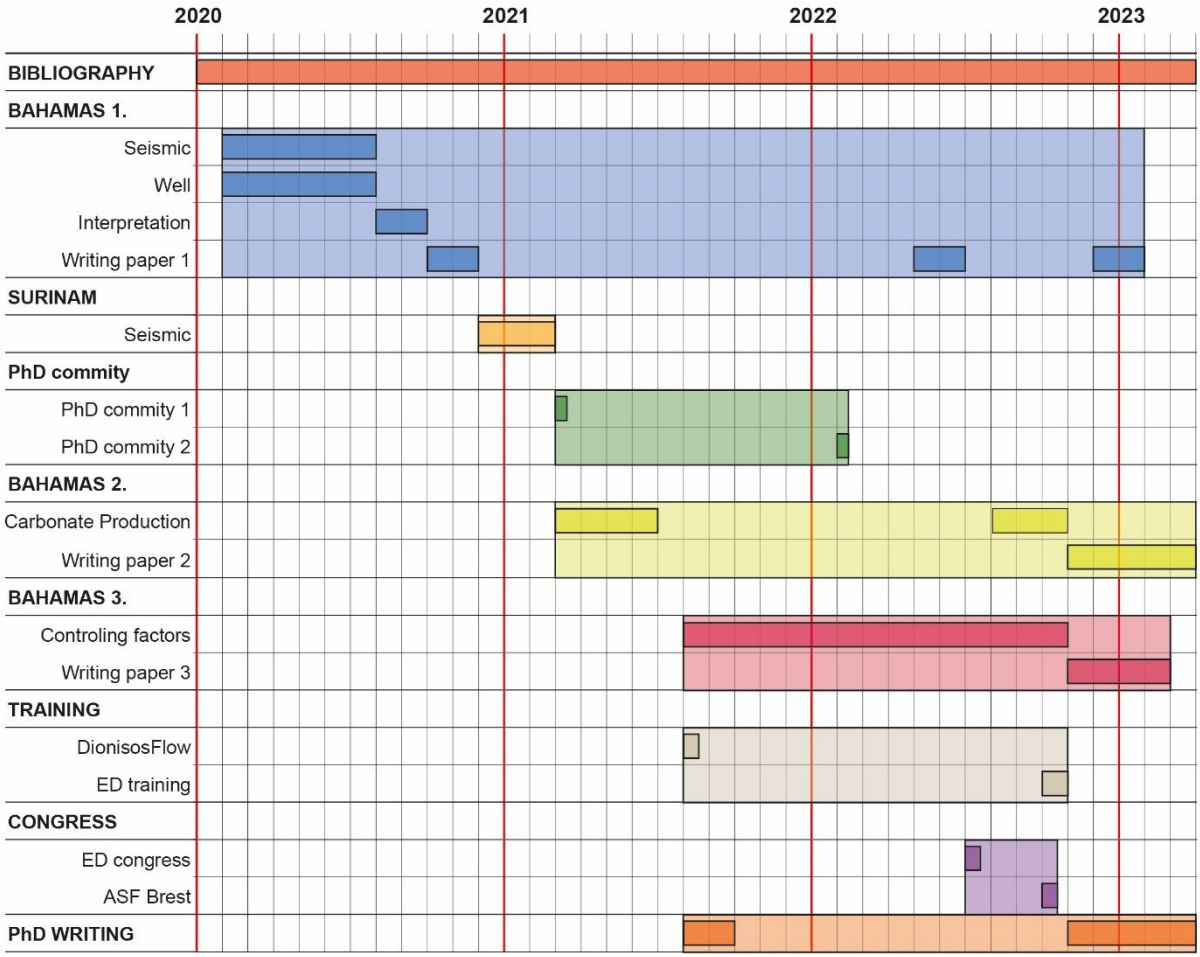


Figure 1.7. Diagramme de Gantt de l'organisation des différentes phases de cette thèse depuis 2020 à 2023.

1.2.4 - Organisation du manuscrit

Afin de répondre aux objectifs de ce projet de thèse une démarche **intégrée** et **multi-échelle** a été mise en place. Ce manuscrit s'organise en **huit chapitres**.

Le ***(Chapitre I)*** est l'introduction de ce manuscrit. Le ***(Chapitre II)*** présente l'état de l'art sur les carbonates gravitaires de la plateforme au bassin profond en lien avec les facteurs de contrôle et les processus sédimentaires. Il présente également une synthèse bibliographique des cas anciens et actuels et une typologie de profil de dépôt favorables au transfert gravitaire.

Le ***(Chapitre III)*** présente les données et méthodologies, de cette thèse. Le ***(Chapitre IV)*** présente les Bahamas depuis l'histoire géodynamique du rifting nord-Atlantique, jusqu'à la mise en place de la physiographie de la plateforme et des courants océaniques actuels. Il résume l'histoire géologique ainsi que les régimes dynamiques sédimentaires dans le but de contraindre les facteurs anciens et actuels à l'échelle régionale. Le ***(Chapitre V)*** détail l'évolution stratigraphique et physiographique d'Exuma Sound ainsi qu'une comparaison des marges au vent et sous le vent (sujet d'une publication dans la revue **Marine Geology**). Pour y parvenir, ce chapitre intègre à la fois des données et résultats obtenus lors de précédentes missions CARAMBAR, ODP, BDP et des données inédites de subsurface du bassin *intrashelf* d'Exuma Sound et du lobe distal de la plaine abyssale de San Salvador.

Le ***(Chapitre VI)*** est un article en préparation qui traite des facteurs de contrôle sur la marge sous le vent des Bahamas depuis la base du Pléistocène. La quantification des facteurs de contrôle est faite *via* une étude de modélisation stratigraphique. Les principaux facteurs qui sont testés sont la production, l'action des vagues et la topographie initiale.

Le ***(Chapitre VII)*** est un article en préparation qui porte sur une nouvelle méthodologie innovante pour la quantification de la production carbonatée dans le temps (préservation et export). Cette nouvelle méthodologie repose sur des bilans de matériel sédimentaire en fonction des données réelles (forages-sismiques) et des données extraites des modèles numériques. Les résultats des deux approches caractérisent la production carbonatée et sa variation au cours du temps. Une partie de discussion et de conclusion et perspective est faite dans le ***(Chapitre VIII)***.

1.3 - Références bibliographiques du chapitre I

A

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

B

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G. P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology, 42(10), 871–874.

Busson, J., (2018). Caractérisation et modélisation des processus de transfert sédimentaire d'une plate-forme au bassin en contexte carbonaté. PhD Thesis, Université de Bordeaux.

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology.

C

Chabaud, L., (2016). Reconstitution des paléoenvironnements et de la stratigraphie à partir de carottes collectées sur les pentes nord du petit Banc des Bahamas et ouest au Grand Banc des Bahamas. PhD Thesis, Université de Bordeaux.

D

Droxler, A.W., & Schlager, W., (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas: Geology, v. 13, p. 799-802.

Dutton, S.P., Kim, E.M., Broadhed, R.F., Breton C.L., Raatz, W.D., Ruppel, S.C., Kerans, C., (2004). Play Analysis and Digital Portfolio of Major Oil Reservoirs in the Permian Basin: Application and Transfer of Advanced Geological and Engineering Technologies for Incremental Production Opportunities. Final report, 428 p.

E

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

F

Fauquembergue, K., (2019). Transport sédimentaire sur une pente carbonatée : de la bordure de plate-forme aux ultra-deep carbonates. PhD Thesis, Université de Bordeaux.

H

Haak, A.B., & Schlager, W., (1989). Compositional variations in calciturbidites due to sea-level fluctuations, late Quaternary, Bahamas: Geologische Rundschau, v. 78, p. 477-486.

Harris, P.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K. and Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62, 566-589.

Hunt, D. & Tucker M.E., (1993). Sequence Stratigraphy of Carbonate Shelves with an Example from the Mid-Cretaceous (Urgonian) of Southeast France. In H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, and G.P. Allen, eds., Sequence stratigraphy and facies associations: International Association of Sedimentologists Special Publication, Blackwell, v.18, p 307-34.

K

Katz, D., Playton, T, Harris. P.M., and Bellian, J., (2010). Slope Heterogeneity of a Steep Upper Paleozoic Isolated Carbonate Platform Reservoir, Karachaganak Field, Kazakhstan, AAPG Annual Conference, April 11-14, 2010 –New Orleans, Louisiana, U.S.A.

Kenter J.A.M., Ginsburg R.N., Troelstra S.R., (2001). Sea-Level-Driven sedimentation patterns on the slope and margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70.

Kenter, J.A.M., Harris, P.M., Della Porta, G., (2005). Steep microbial boundstone-dominated platform margins - examples and implications. Sedimentary Geology, 178, 5-30.

Kenter, J.A.M., Playton, T., Katz, D., Harris, P.M., Bellian, J., (2010). Application of Outcrop Analogs to Characterize Carbonate Reservoirs in the Pricaspian Basin. Society of Petroleum Engineers - SPE Caspian Carbonates Technology Conference.

M

Mazzullo, S.J., and Reid, A.M., (1987). Basinal Lower Permian facies, Permian Basin: part II - depositional setting and reservoir facies of Wolfcampian–lower Leonardian basinal carbonates: West Texas Geological Society Bulletin, v. 26, no. 8, p. 5–10.

Mazzullo, S.J., and Reid, A.M., (1989). Lower Permian platform and basin depositional systems, northern Midland Basin, Texas, in Crevello, P. D., Wilson, J. L., Sarg, J. F., and Read, J. F., eds., Controls on carbonate platform and basin development: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 44, p. 305–320.

Mazzullo, S.J., (1997). Stratigraphic exploration plays in Ordovician to Lower Permian strata in the Midland Basin and on the Eastern Shelf, in DeMis, W. D., ed., Permian Basin oil and gas fields: turning ideas into production: West Texas Geological Society Publication No. 97-102, p. 1–37.

Mazzullo, S.J., (2000). Models of porosity evolution in Pennsylvanian lowstand carbonates (now in slope-to-basinal settings) and in Lower Permian, highstand-resedimented basinal carbonates, in Reid, S. T., ed., Geo-2000: into the future: American Association of Petroleum Geologists, Southwest Section, Transactions, Publication SWS 2000-107, p. 130–138.

Montgomery, S.L., (1996). Permian "Wolfcamp" limestone reservoirs: Powell Ranch field, eastern Midland Basin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 80, p. 1349–1365.

Mulder T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante.

N

Neumann A.C., Land, L.S., (1975). Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget: Journal of Sedimentary Petrology, v. 45, p. 763-768.

O

O'Hearn, T.S., Elliott, S., Samsonov, A., (2003). Karachaganak field, northern Pre-Caspian Basin, northwestern Kazakhstan. In: Halbouty, M.T. (Ed.), Giant oil and gas fields of the decade 1990-1999, AAPG Memoir, 78, 237-250.

P

Pacht, J.A., Brooks, L., Messa, F., (1995). Stratigraphic analysis of 3D and 2D seismic data to delineate porous carbonate debris flows in Permian strata along the northwestern and eastern margins of the Midland Basin, in Martin, R. L., ed., In search of new Permian Basin oil and gas fields: using today's technologies and tomorrow's ideas for exploration, development, and 3D seismic in a mature basin: West Texas Geological Society Publication No. 95-98, p. 83–86.

Pomar, L., Ward, W.C., (1999). Reservoir-scale heterogeneity in depositional packages and diagenetic patterns on a reef- rimmed platform, Upper Miocene, Mallorca, Spain. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 83, 1759-1773.

Pomar, L., (2020). Carbonate systems. In Regional Geology and Tectonics (pp. 235-311). Elsevier.

Principaud, M., (2015). Étude de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture de la pente carbonatée à l'ouest du Grand Banc des Bahamas. PhD Thesis, Université de Bordeaux.

R

Recouvreur, A., (2021). Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon. PhD Thesis, Université de Bordeaux

Roth, S., and Reijmer, J.J.G., (2004). Holocene Atlantic climate variations deduced from carbonate periplatform sediments (leeward margin, Great Baham Bank): Paleoceanography, v. 19, p. 1-14.

S

Schlager, W., and Ginsburg, R.N., (1981). Bahama carbonate platforms : the deep and the past. In: M.B. Cita and W.B.F. Ryan (Editors), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. Mar. Geol., 44: 1-24.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G., & Droxler, A., (1994). Highstand Shedding of Carbonate Platforms. Journal of Sedimentary Research, B64 (3), 270–281.

Simo, J.A., Wahlman, G.P., Beall, J.L., and Stoklosa, M.L., (2000). Lower Permian (Wolfcampian) in the Hueco Mountains; stratigraphic and age relations, in DeMis, W. D., Nelis, M. K., and Trentham, R. C., eds., The Permian Basin: proving ground for tomorrow's technologies: West Texas Geological Society, Publication No. 00-109, p. 63–64.

Spence, G.H., & Tucker, M.E., (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, 112(3), 163–193.

T

Tournadour, E., (2015). Étude de la morphologie, de la géométrie et de l'architecture de la pente carbonatée au nord du Petit Banc des Bahamas. PhD Thesis, Université de Bordeaux.

W

Weber, L.J., Francis, B.P., Harris, P.M., Clark, M., (2003). Stratigraphy, lithofacies, and reservoir distribution, Tengiz field, Kazakhstan. In: Ahr P.M., Harris P.M., Morgan W.A., Somerville I. (Eds.), Permo-Carboniferous carbonate platforms and reefs. SEPM Special Publication, 78 - AAPG Memoir, 83, 351-394.

Wilson, J.L., (1975). Carbonate facies in geologic history: New York, Springer-Verlag, 471 p.

2. Etat de l’art sur les systèmes sédimentaires carbonatés et les carbonates gravitaires

État de l’art

Une des problématiques clés de cette thèse est la caractérisation et la quantification des facteurs de contrôle affectant la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB. Pour une caractérisation optimale des facteurs de contrôle influençant la réponse stratigraphique, il est important d'avoir en tête les différents paramètres de la sédimentologie des carbonates.

Objectifs

- Définir les principaux facteurs de contrôle sur les carbonates.
- Définir les principales (factories) carbonatées.
- Caractériser la préservation du signal et les principaux facteurs l’affectant.
- Examiner les géométries des systèmes carbonatés.
- Définir les facteurs déclencheurs des écoulements gravitaires, leurs processus ainsi que l'export selon le type de fabriques.

Organisation

2.1 - Facteur de contrôles sur les carbonates ____ 31

2.1.1 - Facteurs de contrôle environnementaux 31
2.1.2 - Facteurs de contrôle régionaux 32

2.2 - La production carbonatée ____ 35

2.2.1 - Les paramètres biotiques 35
2.2.2 - Les paramètres abiotiques 35

2.3 - Types de carbonate (factory) et profils de production ____ 36

2.3.1 - (T-factory) et profile de production 36
2.3.2 - (CWC-factory) et profil de production 37
2.3.3 - (C-factory) et profil de production 37
2.3.4 - (M-factory) et profil de production 39
2.3.5 - (P-factory) et profil de production 39

2.4 - La préservation du signal de la production carbonatée ____ 41

2.4.1 - La production 41
2.4.2 - Le temps 43
2.4.3 - L’eustatisme 46
2.4.4 - La subsidence 47
2.4.5 - L’accommodation 48
2.4.6 - La topographie initiale 50
2.4.7 - L’hydrodynamisme 51

2.5 - Les accumulations de sédiments en domaine de pente carbonaté ____ 53

2.6 - Les tabliers de pente (slope apron) ____ 54

2.6.1 - Les tabliers de pente dominés par la boue (mud-dominated slope aprons) 56
2.6.2 - Les tabliers de pente dominés par les grains (grain-dominated slope aprons) 57
2.6.3 - Les tabliers de pente dominés par les débris (debris-dominated slope aprons) 57

2.7 - Les tabliers de base de pente (base-of-slope aprons) 59

2.8 - Les éventails (fans) 61

2.8.1 - Comparaison avec les éventails silicoclastiques 63

2.9 - Les facteurs de déclenchements et écoulements gravitaire 65

2.9.1 - Les mécanismes d'instabilité 65

2.10 - Les processus de transport gravitaire 68

2.10.1 - Les différents types de transport gravitaire 68

2.11 - L'export de sédiment suivant le type de carbonate (factory) 73

2.11.1 - L'export de sédiment pour la (T-factory) 73
2.11.2 - L'export de sédiment pour la (CWC-factory) 73
2.11.3 - L'export de sédiment pour la (C-factory) 73
2.11.4 - L'export de sédiment pour la (M-factory) 75
2.11.5 - L'export de sédiment pour la (P-factory) 75

2.12 - Synthèse 77

2.13 - Références bibliographiques du chapitre II 81

Chapitre II - État de l'art sur les systèmes sédimentaires carbonatée et les carbonates gravitaires

2.1 - Facteur de contrôles sur les carbonates

Dans les systèmes sédimentaires carbonatés, de nombreux paramètres, environnementaux et régionaux, contrôlent les différents modes de production. La **production carbonatée marine** est essentiellement liée à des **systèmes biologiques** (90%) (Berner, 2006). Dans la partie suivante, nous ferons le point sur les principaux facteurs de contrôle.

2.1.1 - Facteurs de contrôle environnementaux

La grande diversité des modes de précipitations des carbonates contrôlés biologiquement est impactée par un ensemble de facteurs : **1.** La lumière, **2.** La température, **3.** Les nutriments, **4.** La salinité, **5.** Le substrat, **6.** La saturation de l'eau en carbonate.

1. La lumière est l'un des facteurs environnementaux de contrôle les plus importants. La profondeur de la **zone photique** varie dans les océans en fonction de la clarté des eaux (Hallock & Schlager, 1986; Schlager, 2005). Les variations de clarté de la zone photique peuvent donc contraindre le développement spatial et bathymétrique des récifs et donc la viabilité et la production de l'usine de carbonate (Reijmer, 2021). Aujourd'hui, la **profondeur de la zone photique** varie de **20 m** dans le Golfe Arabique/Persique et Caraïbes occidentales à **40 m** pour la Grande Barrière de Corail et le plateau du Yucatan. Les valeurs maximales sont autour de **150 m** pour les atolls du Pacifique (Schlager, 2005).

2. La température de l'eau a un impact significatif sur la **diversité des associations biotiques** sur les plateformes modernes d'eaux tempérées et chaudes, comme l'ont indiqué (Lees & Buller, 1972). Les assemblages squelettiques et non-squelettiques varient selon les latitudes en réponse aux conditions environnementales changeantes, tandis que chaque espèce sécrétrice de carbonate a sa propre fenêtre de croissance optimale le long de l'échelle de température (Lees, 1975). La distribution et l'occurrence des plages de température de l'eau dépendent des schémas de **circulation paléo-océanique** et de la **paléo-latitudinale**, déterminant donc la distribution d'organismes spécifiques à travers le globe au fil du temps (Reijmer, 2021).

3. Les nutriments jouent un rôle important dans le contrôle du mode de précipitation des carbonates, par exemple le phosphate et le nitrate. Des niveaux élevés de nutriments favorisent le développement algues filamenteuses et de certains taxons de bryozoaires, et réduisent en même temps les taux de calcification (e.g. Halfar et al., 2004, 2006; Reijmer et al., 2012). Mutti & Hallock (2003) ont défini un ensemble de **seuils** pour le développement **d'associations de faciès carbonatés** en fonction des variations des températures de l'eau océanique et de la disponibilité des nutriments. Les variations des gradients de nutriments dans les environnements de basse latitude incluent : **1.** Des milieux oligotrophes avec des récifs coralliens, où la limitation en nutriments est le principal contrôle du développement du biotope. **2.** Des environnements mésotrophes avec des algues coralliennes et des macroalgues, connus pour être présents dans les zones de remontée d'eau, où la compétition est censée réguler l'apparition du biotope. **3.** Les sites eutrophes avec des hétérotrophes dans lesquels la lumière est considérée comme le facteur limitant pour le développement du biotope. **4.** Les sites hypotrophes avec des bactéries comme le benthos dominant : un système régulé par l'apport d'oxygène. Les **variations du gradient de nutriments** modifient non seulement les **faciès carbonatés**, mais aussi, en raison de ces modifications modifient les **taux de bioérosion** et le **spectre granulométrique** des sédiments produits (Chazottes et al., 1995, 2002, 2008). En outre, la disponibilité des nutriments peut entraver la production des coraux (Smith & Buddemeier, 1992; Atkinson et al., 1995).

4. La salinité optimale pour le bon développement des récifs coralliens se situe dans une gamme comprise entre **25‰** et **40‰** et peuvent faire face à des variations à long et court terme (Coles & Jokiel, 1978; Muthiga & Szmant, 1987). Par exemple, les salinités de surface sur le Great Bahama Bank varient entre 37‰ et 42‰, tandis que pour le Tongue of the Ocean les salinités varient entre 36‰ et 37‰, et pour le détroit de Floride entre 35,5‰ et 36,5‰ (Ginsburg et al., 1958). Un seuil de salinité létal de plus de 45‰ a été trouvé pour les coraux exposés pendant une longue période à des niveaux de salinité aussi élevés (Lewis, 2001). De même, des valeurs inférieures à 20‰ peuvent être **létales** pour la croissance des coraux sur une courte période de temps (Smith & Buddemeier, 1992). Par conséquent, des changements périodiques ou fréquents diminuant la salinité en dessous du niveau de tolérance inférieur affecteront sévèrement les zones récifales locales (Smith & Buddemeier, 1992).

Aucun seuil maximal de salinité n'a été trouvé influençant les taux de calcification dans les coquilles de Mytilus, alors que les niveaux de salinité minimum variaient entre 14,7‰ et 20‰ (Malone & Dodd, 1967). Certaines communautés d'algues ont une plus grande tolérance aux salinités élevées, et peuvent donc être présentes dans les grands lacs comme le Great Salt Lake (Stephens, 1990; Harris et al., 2013), lacs hypersalins sur l'île d'Eleuthera (Bahamas) (Dupraz et al., 2004, 2009) et dans les environnements sabkha (e.g. Kenig et al., 1990; Duane & Al-Zamel, 1999; Bontognali et al., 2010). Pour le système de récifs coralliens des Florida Keys, Porter et al. (1999) ont discuté des points suivants : les salinités élevées pourraient réduire les effets négatifs d'une température élevée et ont conclu que la température et la salinité ont des effets contrastés sur la photosynthèse des coraux. Cependant, dans les environnements salins restreints, comme au Miocène du sud-est de l'Espagne, la diversité biotique a été considérablement réduite, seules certaines espèces survivent (e.g. Riding et al., 1991; Braga & Martin, 1996).

5. Le substratum joue un rôle important pour des **biotopes spécifiques** tels que les coraux qui ont besoin d'une surface dure pour que leurs larves puissent s'y fixer. Certains suspensivores préfèrent un substrat dur ; les échinodermes peuvent brouter sur un substrat dur, mais se nourrissent également sur des substrats mous ou mobiles. Ainsi, le **type de substrat** détermine en partie le **type de biotope** qui peut être présent (Reijmer, 2021).

6. La saturation en carbonate est un facteur impactant la **précipitation**, **l'accumulation et la préservation** (e.g. Pomar & Hallock, 2008). La chimie de l'eau est considérée comme étant le facteur environnemental influençant la précipitation de carbonate biologiquement contrôlée et induite (Lowenstam, 1981; Mann, 1983), tandis que les conditions environnementales telles que la température contrôlent les niveaux de saturation spécifiques nécessaires à la production et à la distribution prolifique de carbonate (Broecker & Takahashi, 1966; Opdyke & Wilkinson, 1990, 1993; Smith & Buddemeier, 1992; Gattuso et al., 1998; Weiner & Dove, 2003; Riding & Liang, 2005; Pomar & Hallock, 2008; Michel et al., 2019).

2.1.2 - Facteurs de contrôle régionaux

Six grands facteurs régionaux impactant le mode de précipitation carbonatée et le type de fabrique carbonatée ont été identifiés par Michel et al (2019) et seront présentés : **1.** Les courants océaniques, **2.** Les systèmes de remontée et de non-remontée d'eau (upwellings), **3.** Les systèmes océan-atmosphère, **4.** Les régimes atmosphériques, **5.** La dynamique des eaux peu profondes, **6.** Les apports terrestres de sédiments et d'eau.

1. Les courants océaniques exercent une grande influence sur le **développement ou non de récifs** à grande échelle grâce à l'apport de courants chauds ou froids qui créent un environnement favorable ou défavorable à la production de carbonatée. Par exemple, l'absence de récifs tropicaux à grande échelle au large des côtes ouest de l'Amérique du Sud et de l'Afrique est une anomalie régionale spécifique liée aux gyres océaniques qui introduisent des eaux de surface froides aux basses latitudes (Lees & Buller, 1972; Lees, 1975; Grigg, 1982; James, 1997; Schlager, 2005). Un autre exemple, le

courant chaud de Leeuwin, qui coule vers le sud et baigne la côte de l'Australie occidentale, a entraîné le développement de ce que l'on appelle des récifs de haute latitude. Ceux-ci diffèrent de l'assemblage biotique typique d'une usine tropicale, avec des sédiments qui contiennent un mélange de *biota* d'eau froide et de carbonate tropical, avec des algues et des mollusques en concurrence avec les coraux (Crossland, 1988; Collins et al., 1993, 2003).

2. Les systèmes de remontée de courant océanique de surface (upwellings) peuvent introduire des remontées locales d'eaux froides riches en nutriments. Cela peut entraîner une **modification de l'assemblage biotique** vers un assemblage de carbonate d'eau froide dominé par les bivalves et les foraminifères (Michel et al., 2011; Klicpera et al., 2015). De plus, on a observé sur la plateforme des Maldives une disparition partielle de ses atolls causée par des événements saisonniers d'upwelling associés à l'apparition et à l'intensification de la mousson indienne (Betzler et al., 2013, 2018).

3. Les systèmes océan-atmosphère peuvent avoir un large rôle sur le changement du **type d'usine à carbonate**. Par exemple, un changement d'usine à carbonate tropicale vers une usine d'eau froide pourrait être lié aux changements des événements climatiques et océaniques reliés au changement d'El Niño Southern Oscillation, ce qui entraîne des variations de la température de la surface de la mer et de la teneur en nutriments près des îles Galápagos dans l'est de l'océan Pacifique (Humphreys et al., 2016, 2018; Reymond et al., 2016). Les changements saisonniers dans les régimes des alizés peuvent également entraîner des changements dans la distribution du biotope, modifiant ainsi l'occurrence d'une usine carbonatée spécifique, comme c'est le cas pour le golfe de Panama et le golfe de Chiriquí (Reijmer et al., 2012).

Dans le golfe de Panama, les changements des alizés ont entraîné des modèles de remontée d'eau saisonnière, ce qui a modifié la formation carbonatée. Elle est passée d'une formation tropicale à une formation d'eau froide. Alors que le golfe de Chiriquí adjacent ne présente pas de remontée saisonnière d'eau et ne montre aucun changement dans la production de sédiments d'usine carbonatée tropicale (Reijmer, 2021). Les régimes atmosphériques et leurs variations saisonnières, comme le passage de fronts froids, ont un rôle majeur sur la quantité de sédiments que la plateforme des Bahamas exporte (Wilson & Roberts, 1992, 1995; Roth & Reijmer, 2004, 2005). Les alizés, ayant une direction prédominante d'est en ouest, entraînent la **redistribution des sédiments carbonatés** provenant des eaux peu profondes, ce qui entraîne une **progradation préférentielle** du système sédimentaire carbonaté des Bahamas (Eberli & Ginsburg, 1989).

4. Les régimes atmosphériques et leurs variations saisonnières, comme le passage de fronts froids, ont un rôle majeur sur la **quantité de sédiments exportés** par la plateforme des Bahamas (*density cascading* de Wilson & Roberts, 1992, 1995; Roth & Reijmer, 2004, 2005). Les alizés, ayant une direction prédominante de l'est vers l'ouest, causent la redistribution des sédiments carbonatés provenant des eaux peu profondes, entraînant une progradation préférentielle du système sédimentaire carbonaté des Bahamas (Eberli & Ginsburg, 1989).

5. Les marées et les courants sont des facteurs de contrôle importants sur le **taux de production de sédiments**, en régulant la distribution des sédiments dans le domaine peu profond, et influencent le comblement de **l'espace d'accommodation** (Purkis & Harris, 2016; Weij et al., 2019). Au passage d'un bas niveau à un haut niveau marin, la rapidité de réinstallation des modèles de vagues et de courant détermine les niveaux **d'énergie hydrodynamique** à travers la plateforme, telle que sur le (GBB). Cela aura un impact sur les variations de faciès à travers la plateforme (Ginsburg et al., 1958; Purdy, 1963ab; Enos, 1974; Reijmer et al., 2009; Harris et al., 2015), ainsi que sur les modèles de comblement de l'espace d'accommodation (Purkis & Harris, 2016). Les courants jouent également un rôle sur l'apport de nutriments et exercent une influence sur la **croissance des coraux** (Reijmer, 2021). L'action des vagues peut réguler le développement des récifs et contrôler également le transport de

sédiments, comme cela a été démontré pour les îles Houtman Abrolhos (océan Indien oriental) influencées par le courant Leeuwin (Collins et al., 1993, 2003).

6. Les apports de sédiments terrestres tels que les argiles et les sables peuvent périodiquement recouvrir certaines parties du substrat sédimentaire et les assemblages biotiques associés de carbonates, ce qui a un impact sur la **production globale de sédiments carbonatés**. Dans le système mixte de la baie de Safaga (mer Rouge, Égypte), la morphologie du fond et le cadre hydrodynamique ont contrôlé le développement des faciès pendant la transition entre la période glaciaire et interglaciaire (Reijmer, 2021). Les récifs coralliens se sont déplacés vers les sommets topographiques tandis que le sable grossier et la boue, associées à des biotopes spécifiques au faciès, se sont développés dans les zones côtières et en eaux profondes (Piller & Pervesler, 1989; Piller & Mansour, 1990, 1994). L'apport et la distribution de matériaux silicoclastiques ont affecté la turbidité de l'eau et ont principalement restreint la distribution des récifs coralliens et donc la production associée de sédiments carbonatés.

L'apport et le transport de sédiments silicoclastiques, le développement des récifs carbonatés et la production sédimentaire associée étaient distincts. Cependant, la mobilité et la nature instable d'un substrat sableux ont limité l'expansion des récifs coralliens (Reijmer, 2021). À l'échelle sismique, les systèmes carbonatés et silicoclastiques sont généralement séparés et se développent dans des contextes spatiotemporels liés aux fluctuations du niveau de la mer, transgressions et régressions, inondant ou exposant des régions d'eaux peu profondes (Belize : Esker et al., 1998; Golfe de Papouasie: Tcherepanov et al., 2008ab, 2010, Jorry et al., 2010; Bassin de Bonaparte: Bourget et al., 2014). Pour les Bahamas, Swart et al. (2014) ont proposé que les particules éoliennes agissent en tant qu'engrais, stimulant la production de carbonate dans les eaux peu profondes du Great Bahama Bank.

2.2 - La production carbonatée

Dans le domaine océanique, la production de carbonate est largement liée à des systèmes biologiques (90 %) (Milliman, 1993; Berner, 2006), selon deux réactions biochimiques (Weiner & Dove, 2003): **1.** La précipitation bio-induite, qui découle de l'interaction entre le métabolisme des organismes et les paramètres environnementaux, et **2.** La précipitation biocontrôlée, qui est produite par l'activité cellulaire des organismes (localisation, croissance et morphologie) (McConnaughey & Whelan, 1997; Yates & Robbins, 1999; Pomar & Hallock, 2008). Un écosystème et un biotope particuliers contrôlent la production de carbonate. Il est important de mener une analyse approfondie des facteurs de contrôle de ces écosystèmes pour comprendre les systèmes carbonatés. Au premier ordre, les principaux facteurs sont : **1. Les facteurs biotiques** et **2. Les facteurs abiotiques**.

2.2.1 - Les paramètres biotiques

Les paramètres biotiques regroupent les **interactions entre les organismes vivants**, notamment la disponibilité des ressources alimentaires des réseaux trophiques qui déterminent la compétition entre les espèces. Les **interactions ou la compétition** entre les espèces dans une biocénose sont régies par des règles complexes qui peuvent entraîner des évolutions différentes en réponse à des perturbations de l'équilibre entre espèces. En milieu marin tropical, peu profond, le processus de calcification est souvent lié à la **photosynthèse**.

2.2.2 - Les paramètres abiotiques

Les paramètres abiotiques combinent les facteurs **physico-chimiques** d'un écosystème agissant sur la biocénose. Les paramètres abiotiques caractérisent donc le milieu d'évolution des organismes. Pour ne pas dresser une liste exhaustive des principaux facteurs qui influencent les carbonates, qui sont décrits ci-dessus plus largement, nous ne citerons que les principaux : **(a)** climatiques (e.g. la température, la lumière, la pression en CO_2), **(b)** chimiques (e.g. le potentiel hydrogène, la salinité, la saturation des éléments), **(c)** topographiques (e.g. la profondeur, la pente, la rugosité du fond). Ces paramètres influencent directement l'équilibre des réactions de précipitation des carbonates.

L'interaction des facteurs biotiques et abiotiques forme différentes zones de **précipitation des carbonates** ayant des interactions spécifiques. Ces zones sont plus communément appelées usines fabrique à carbonates (*carbonate factory*) selon Schlager (2000, 2003, 2005), Reijmer (2016, 2021), Michel et al (2019), qui seront décrites dans la partie suivante.

2.3 - Types de carbonate (factory) et profils de production

Le terme "**fabrique à carbonate**", également appelé "**carbonate factory**" (Schlager, 2005), désigne l'ensemble des producteurs actifs dans un environnement particulier, comprenant **(a)** l'association de producteurs et **(b)** le contexte environnemental associé. Cette notion est définie par un environnement inondé, marin ou lacustre, et varie en fonction de la zone climatique, de la température de l'eau, de sa salinité, de la turbidité de l'eau et des apports en nutriments. Schlager (2000, 2003, 2005), Reijmer (2016, 2021), (Michel et al (2019) ont identifié **cinq principales** *carbonate factory* : **(a)** la "**T-factory**" (T pour tropical), qui se développe dans les eaux chaudes de la colonne d'eau, **(b)** la "**CWC-factory**" (CWC pour corail d'eau froide), **(c)** la "**C-factory**", qui se forme à partir d'eau froide ou de précipitations contrôlées, **(d)** la "**M-factory**" (M pour microbes, micrites ou monts de boues), **(e)** la "**P-factory**" (P pour production de carbonates planctoniques) (Reijmer, 2021). Chacune des carbonates (factory) possède son propre mode de production, qui est déterminé soit par la profondeur d'eau optimale pour sa croissance et son taux de production par les processus environnementaux qui influencent les types et les quantités de sédiments produits (Reijmer, 2021).

2.3.1 - (T-factory) et profile de production

La **T (T-factory)** contient des **grains squelettiques** dérivant d'algues rouges et vertes, de foraminifères benthiques, d'échinodermes et de coraux zooxanthelles (Flügel, 2010 ; Reijmer, 2021). La fraction **non-squelettique** est composée d'ooïdes, d'agrégats de grains, de péloïdes et de boue carbonatée (Flügel, 2010 ; Reijmer, 2021). Le développement et la production de carbonates dépendent de la **lumière** et de la **température de l'eau** (Reijmer, 2021). La (**T-factory**) est géographiquement limitée à la zone tropicale entre **30°N** et **30°S** ou à l'isotherme d'hiver de **18°C**. Les courants de surface en haute mer liés aux gyres océaniques transportant des eaux plus froides vers des latitudes plus basses, tels que la côte ouest de l'Amérique du Sud ou la côte ouest de l'Australie (Collins et al., 2003), ou des zones d'upwelling, comme la Mauritanie le long de la côte ouest de l'Afrique (Michel et al., 2011; Klicpera et al., 2015) ou le Golfe de Panama (Reijmer et al., 2012), modifient ce schéma. Par exemple, la morphologie de la plateforme carbonatée des Bahamas, avec une barrière récifale au bord de la plateforme, résulte du mode de production contrôlé par la lumière et la température de l'eau. La **barrière joue un rôle important en stabilisant le bord de la plateforme** et en séparant les zones à faible énergie de lagon, peu profondes, des zones d'environnement très dynamique d'océan ouvert. La barrière récifale forme la partie supérieure des pentes raides qui entourent la plateforme et dont la granulométrie varie, mais qui sont surtout composées de grains grossiers dont la cimentation est rapide (8 à 10 mm/100 ans), l'aragonite étant la minéralogie dominante (Grammer et al., 1993, 1999).

Les sédiments subaériens exposés à l'intérieur de la plateforme expriment des taux de cimentation encore plus rapides, avec des ciments de calcite vadose d'eau douce se développant en 10 ans (Dravis, 1979, 1996). La **taille des grains** peut varier le long des pentes, avec des différences se matérialisant entre les zones au vent et sous le vent d'une plateforme isolée pendant les périodes glaciaires et interglaciaires (Rendle-Buehring & Reijmer, 2005). Les courants de surface et profonds modulent ensuite les schémas de distribution granulométrique des sédiments exportés (Betzler et al., 2014).

Le facteur de contrôle dominant est la lumière, ce qui entraîne une forte diminution du profil de production avec la profondeur (Bosscher & Schlager, 1992). La pénétration de la lumière fluctue dans les océans, les profondeurs maximales varient d'environ **45 m** pour la Grande Barrière de Corail, les Bahamas, à près de **100 m** pour le Belize et **140 m** pour les atolls du Pacifique (Schlager, 2005). L'interaction entre la surface de la zone et la pénétration de la lumière contrôle, dans une large mesure, la quantité et le type de production de sédiments. Les taux de croissance des coraux qui composent les récifs sont donc fortement liés à la lumière (Enos, 1991; Bosscher & Schlager, 1993; Dullo, 2005) (**Figure 2.1**). La (**T-factory**) actuelle présente généralement une plateforme plate et des pentes raides, car elle est étroitement liée à la zone saturée en lumière. L'ensemble du système est très sensible aux

changements du niveau marin. Une baisse relativement faible du niveau marin pourrait déjà éliminer la majeure partie de la zone de production de sédiments (Schlager et al., 1994).

2.3.2 - (CWC-factory) et profil de production

Les **(CWC-factories)** peuvent être trouvées dans une **large gamme de profondeurs d'eau sous la zone photique** dans tous les océans. Leur présence est liée à des ensembles de variables environnementales spécifiques au site, telles que la température, la salinité, la densité de l'eau de mer, l'oxygène dissous et l'apport en nutriments, mais aussi aux courants (Reijmer, 2021). La stratégie de croissance des monticules coralliens, comme on les appelle fréquemment, est liée aux **processus de circulation océanique** et aux masses d'eau distinctes fournissant des nutriments qui varient en fonction des variations climatiques. Les courants ne sont pas seulement importants pour l'approvisionnement en nourriture, mais jouent également un rôle dans la distribution des œufs, du sperme et des larves, colonisant de nouvelles zones ou recolonisant des zones après des changements glaciaires-interglaciaires dans la distribution des masses d'eau et l'orientation des courants (e.g. Henriet et al., 2014; Hebbeln & Samankassou, 2015). Le facteur de contrôle dominant de la (**CWC-factory**) est l'afflux régulier de nutriments, soit par les courants d'eau profonde, soit par les apports pélagiques (e.g. Freiwald & Roberts, 2005) (**Figure 2.1**).

Le profil de production de sédiments montre des **taux faibles** par rapport aux autres usines, mais avec une plus grande gamme de profondeur. Les (**CWC-factory**) le long de la marge irlandaise (e.g. Van Weering et al., 2003; Mienis et al., 2006; Van der Land et al., 2014), ainsi que les communautés de la Méditerranée, montrent des variations dans leurs occurrences liées aux intervalles glaciaires et interglaciaires (Fink et al., 2012; Hebbeln et al., 2019). La position et l'histoire de la croissance des monticules coralliens peuvent varier dans le temps en fonction de leur réponse aux changements climatiques et aux variations associées de la circulation océanique et de la distribution des masses d'eau. Les colonies de coraux d'eaux froides sont capables de construire des structures solides composées de coraux vivants et de débris de coraux, avec un abondant biotope associé, et des sédiments (boues) remplissant la structure corallienne. Une altération diagénétique précoce modifiant la composition primaire des sédiments des monticules carbonatés entraîne une lithification et une stabilisation supplémentaire des monticules (e.g. Van der Land et al., 2011).

2.3.3 - (C-factory) et profil de production

La **(C-factory)** se caractérise par une production biologiquement contrôlée de sédiments carbonatés dans des zones où les nutriments sont suffisants et les températures relativement basses. Dans les eaux de surface, la (**C-factory**) fonctionne à des latitudes plus élevées que la (**T-factory**), au nord de **30°N** et au sud de **30°S** ou au nord ou au sud de l'isotherme d'hiver de **18°C**. De plus, le biotope hétérotrophe de la (**C-factory**) et la dominance du biotope suspensivore la lient aux zones avec une forte productivité marine, des zones d'upwelling et des eaux à basse température sous la thermocline (Reijmer, 2021).

Dans les zones d'eaux peu profondes, la zone de transition entre la (**T-factory**) et (**C-factory**), entre **25** et **30°N** et **25** et **30°S**, est caractérisée par un système oligo-mésotrophe-eutrophique, chaud-tempéré, avec un biotope dérivé d'algues rouges (Betzler et al., 1997a; Halfar et al., 2000, 2004; Michel et al., 2018). Les systèmes à grande échelle de type T et C peuvent **coexister**, comme pour le plateau nord-ouest de l'Australie bassin de Carnarvon (Anell & Wallace, 2020). Au Miocène, ce système de dépôt comprenait une plateforme C non bordée dans les eaux plus profondes, ainsi qu'une plateforme T avec des pentes raides proche du continent. Contrairement à la (**T-factory**) dont le profil de production couvre la partie supérieure de la colonne d'eau, le profil de production de la (**C-factory**) affiche des taux de production modérés sur une gamme de profondeurs d'eau plus large. La production n'est pas limitée aux eaux peu profondes pour le biotope suspensivore qui domine ce système (Schlager,

2003). Cependant, la partie du système dominée par les herbiers d'algues occupe des domaines de faciès situés dans la zone photique (e.g. James & Bone, 2011 ; Michel et al., 2018).

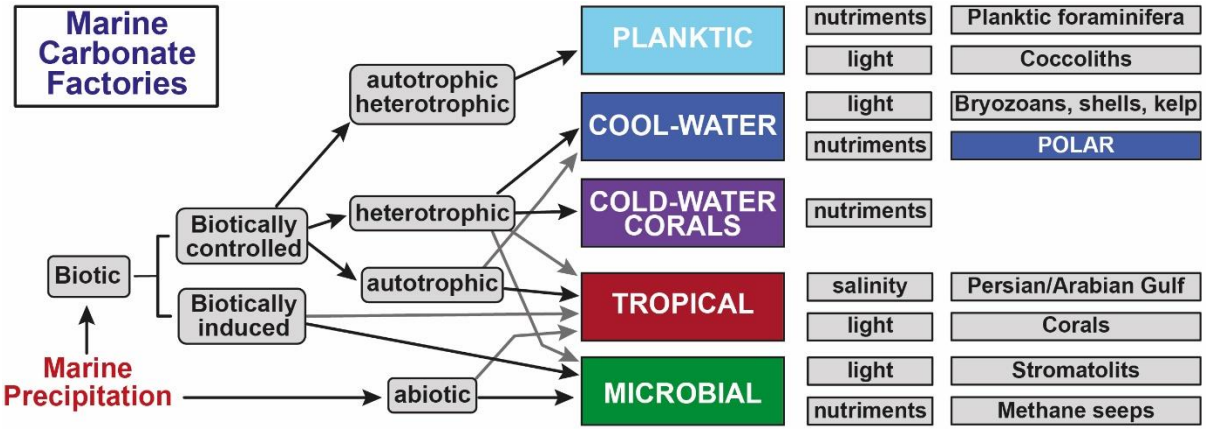


Figure 2.1. Schéma de classification des carbonates (factory) de Reijmer (2021). Le mode de précipitation marin est subdivisé en : (a) Précipitations contrôlées biologiquement avec une usine tropicale autotrophe, (T-factory); une (factory) hétérotrophe d'eau froide, (CWC-factory); une usine hétérotrophe d'eau fraîche, (C-factory); et une (factory) planctonique auto/hétérotrophe, (factory) P; (b) Des précipitations d'origine biotique qui dominent la (M-factory). Toutes les usines peuvent être subdivisées en (factories) dominées par la lumière, dominées par les nutriments ou dominées par la salinité, pour lesquelles le biotope ou les domaines de dépôt sont donnés. La (CWC-factory) partage les coraux avec la (T-factory) et le mode de production de carbonate hétérotrophe avec la (C-factory). Les précipités abiotiques peuvent être trouvés dans la (T-factory) et (M-factory). La (P-factory) P est une (factory) indépendante, la précipitation contrôlée par des organismes autotrophes et hétérotrophes. Flèches épaisses : contribution principale, flèches fines : contribution mineure.

Une autre caractéristique de cette (factory) est le **système sédimentaire ouvert**, sans barrières d'eau peu profonde. La faible cimentation des carbonates facilite le transport des bioclastes à gros-grains (e.g. Nelson, 1988; Halfar et al., 2006a). Les faibles taux de cimentation dans le domaine tempéré froid et l'absence de barrière en eau peu profonde ont pour conséquence un régime sédimentaire dans lequel les vagues et les courants contrôlent le transport et la redistribution des sédiments. Par conséquent, la distribution des sédiments le long du plateau néritique peu profond est caractérisée comme un **plateau réduit** (James et al., 1994) un environnement **hydrodynamique vigoureux** où les sédiments produits sur le substrat rocheux sont régulièrement transportés par les vagues et les courants. Les sédiments sur certaines parties de la plateforme du Great Australian Bight sont un mélange de sédiments reliques formées pendant le stade isotopique marin (MIS) 3 et le (MIS) 4 et de sables carbonatés récents (James et Bone, 2011).

Comme pour les autres (factories) carbonatées, la (**C-factory**) actuelle présente une diversification supplémentaire en se déplaçant vers des latitudes plus élevées avec une diminution de la diversité faunistique des carbonates (e.g. Leonard et al., 1981; Henrich et al., 1992, 1995). Les changements de courants et de vagues entraînent un déplacement des dépôts de sédiments et les sédiments sont assez mobiles, le schéma global de sédimentation peut être qualifié de "**mobile**". La réponse du système sédimentaire aux changements du niveau marin s'accorde de multiples façons avec les modèles de sédimentation observés dans les systèmes silicoclastiques (Reijmer, 2021). Pour la (**C-factory**), les taux de production dépendent fortement de la disponibilité des nutriments (Schlager, 2005; James & Bone, 2011) (**Figure 2.1**). Les taux maximaux du profil de production sont plus faibles que ceux de la (**T-factory**), mais ils couvrent une plus grande plage de profondeur. Les changements du niveau marin n'ont qu'un **effet mineur** sur les **taux de production globaux** de la (**C-factory**), mais entraînent une **resédimentation importante** des sédiments produits en eaux peu profondes lors de ces changements, comme dans le Great Australian Bight (Saxena & Betzler, 2003).

2.3.4 - (M-factory) et profil de production

L'activité microbienne, qui implique les bactéries, les cyanobactéries et la précipitation de la boue par médiation biologique, caractérise-la **(M-factory)** (Schlager, 2000, 2003) (**Figure 2.1**). Les caractéristiques les plus marquantes de cette (factory) sont les **tapis microbiens** et les textures microbiennes, qui résultent de la **précipitation de carbonate sur place** par la minéralisation biologiquement induite et influencée par des microbes de divers groupes clés, ainsi que des substances extracellulaires.

La capacité à suivre différentes stratégies de précipitation de carbonates dans différents environnements s'exprime également dans les **différentes morphologies**, allant des monticules individuels aux plateformes à sommet plat, ainsi que dans les différents environnements, qu'ils soient marins ou non-marins, peu profonds ou profonds, dans lesquels la (**M-factory**) peut prospérer (Reijmer, 2021). Le profil de production de cette (factory) montre des taux de **production assez réguliers**, qui peuvent atteindre des niveaux tropicaux (Kenter et al., 2005), dans une large gamme d'environnements et de profondeurs d'eau. Le profil de production présente des taux de production élevés jusqu'à une **profondeur d'eau de 500 m** ou même plus, par exemple autour des suintements de méthane. La production dans les zones d'eau peu profonde est affectée par les vagues en raison de la sensibilité du biotope à ces processus physiques (Reijmer, 2021).

C'est très probablement également la raison pour laquelle la zone de production de sédiments dans les systèmes de ***flat top platform*** est située sur la pente supérieure, juste en dessous de la base des vagues, comme le montrent les études pour les plateformes carbonatées du Carbonifère, du Jurassique et du Trias (Scheibner & Reijmer, 1999; Keim & Schlager, 2001; Kenter et al., 2005 ; Merino-Tomé et al., 2012; Della Porta et al., 2014). Une autre caractéristique de cette (factory) est la formation de monticules, comme pour le Carbonifère de Belgique (e.g. Lees & Miller, 1995) et le Dévonien de l'Algérie (Wendt et al., 1997). Les grandes plateformes à sommet plat sont également fréquentes et comprennent, par exemple, le Carbonifère du Kazakhstan (e.g. Kenter et al., 2005; Collins et al., 2014), le Trias des Dolomites (e.g. Bosellini, 1984; Brandner et al., 1991; Keim & Schlager, 1999, 2001) et le Jurassique du Maroc (Kenter & Campbell, 1991; Scheibner & Reijmer, 1999; Blomeier & Reijmer, 2002; Verwer et al., 2009 ; Merino-Tomé et al., 2012; Della Porta et al., 2014). Les **changements du niveau marin n'ont pas un impact important sur les taux de production** de ce système, car pour les plateformes carbonatées (**M-factory**) à sommet plat, la principale production de sédiments se situe sur la pente supérieure (Reijmer, 2021).

2.3.5 - (P-factory) et profil de production

La dernière (factory) de carbonates est la planctonique **(P-factory)**, comprenant une production dans un **océan ouvert** par le biais des foraminifères planctoniques, des coccolithophores, des ptéropodes et d'autres organismes pélagiques (non-)carbonatés (Reijmer, 2021).

La calcification des coccolithophores est alimentée par la photosynthèse, ce qui limite leur présence à la **zone photique** (De Vargas et al., 2007). Ils sont présents dans une large gamme de modes trophiques, allant de l'autotrophie à l'hétérotrophie et à la mixotrophie (Müller, 2019). Leur existence est reconnue depuis le Trias supérieur et ils sont devenus depuis une partie importante du système phytoplanctonique océanique depuis lors (Bown et al., 2004). Actuellement, leur diversité varie et est en bonne corrélation avec les tendances climatiques ; les climats plus chauds présentent notamment une plus grande diversité (Bown et al., 2004).

Les **taux de production varient à l'échelle saisonnière**, les nutriments de surface et la stratification de l'eau étant des paramètres importants (Poulton et al., 2014). Ils sont surtout connus sur les falaises qui bordent la Manche, séparant le sud de l'Angleterre du Nord de la France, et sur la côte sud de l'Angleterre. Un autre groupe bien connu de zooplancton marin est celui des ptéropodes qui sont un groupe de mollusques hétérobranches et gastéropodes. Les ptéropodes sont apparus au Crétacé

supérieur et constituent la source pélagique d'aragonite des sédiments d'eau profonde (Milliman, 1974 ; Haq & Boersma, 1978). La production de (**P-factory**) dépend des **changements saisonniers** au cours desquels la disponibilité des nutriments de surface (nitrate, phosphate et silicate) varie en même temps que la stratification de l'eau, influençant le positionnement des nutriments tout au long des saisons (Poulton et al., 2014).

Pour les foraminifères planctoniques, les saisons, les masses d'eau et les profondeurs d'eau sont des paramètres importants qui régulent l'abondance des espèces et la production sédimentaire associée de coquilles qui peuvent couler au fond de la mer (Schiebel & Hemleben, 2005). Les foraminifères planctoniques se développent dans les dizaines de mètres supérieurs de la colonne d'eau et peuvent, selon le cycle de reproduction, descendre jusqu'à 400 m de profondeur ; certaines espèces sont connues pour être présentes jusqu'à 2000 m de profondeur (Schiebel & Hemleben, 2005). La distribution et la production de nanoplanctons calcaire (coccolithes) sont liées aux zones de forte productivité organique, combinées à la qualité et à l'intensité de la lumière, à la température de l'eau et aux variations latitudinales (Haq & Boersma, 1978; Flügel, 2010) (**Figure 2.1**).

La majeure partie du nanoplancton calcaire vit dans les 100 à 150 m supérieurs des océans, mais avec des concentrations plus élevées dans la zone photique (Haq & Boersma, 1978). Les ptéropodes ont une tolérance limitée aux changements de salinité et de température de l'eau, et se développent dans les zones chaudes et tropicales, dans les 500 m supérieurs de la colonne d'eau (Haq & Boersma, 1978).

2.4 - La préservation du signal de la production carbonatée

La préservation du signal dans les systèmes carbonatés peu profonds est extrêmement complexe, car elle est impactée par de **multiples facteurs** pouvant aller des courants de marée à des événements tectoniques globaux. Cette partie présente les principaux facteurs qui affectent la préservation du signal.

2.4.1 - La production

Les architectures stratigraphiques carbonatées sont le résultat de la caractérisation de **l'accommodation et du flux sédimentaire**. Il est donc très important de définir le **taux de sédimentation** afin de caractériser l'architecture des dépôts sédimentaires. Le **taux de production** représente la **somme de la production préservée sur la plateforme et de la production exportée distalement puis préservée**. Ce taux est généralement important, car la production et les dépôts sont dans le même espace (production *in-situ*).

Le taux de sédimentation est l'indicateur de la **croissance carbonatée potentielle**. Ce taux est le **rapport entre l'épaisseur mesurée d'un dépôt et l'intervalle de temps de formation de celui-ci**. Il est à noter que le résultat de la relation entre l'épaisseur et le temps diminue plus augmente l'intervalle de temps considéré (Sadler, 1981, 1994, 1999; Strauss & Sadler, 1989; Schlager, 2004; Sadler & Jerolmack, 2014) (**Figure 2.2**). Cet effet est appelé **l'effet Sadler**. Les études de cet effet montrent que l'analyse stratigraphique des dépôts à travers le simple calcul de ce taux n'est pas robuste. En effet, le **numérateur épaisseur** et le **dénominateur intervalle de temps** dépendent tous les deux du temps. Cela implique que le temps est inclus comme une variable unique **intervalle de temps** et comme une partie composite de l'**épaisseur en fonction du temps** (Schlager et al., 1998; Schlager, 2000; Lanteaume, 2017). L'étude statistique d'un grand nombre de plateformes au cours des temps géologiques, a montré que les **taux de sédimentation varient proportionnellement à l'inverse de la racine carrée de l'intervalle de temps considéré** (Enos, 1991; Bosscher & Schlager, 1992; Schlager et al., 1998; Schlager, 1999) (**Figure 2.2**).

Le précepte qui lie la diminution des taux de sédimentation à l'augmentation de l'intervalle de temps est robuste (Gardner et al., 1987; Schlager et al., 1998; Sadler, 1999; Kemp & Sadler, 2014). Cette loi empirique de puissance reliant le **taux de sédimentation et le temps de mesure** est considérée comme la preuve de la **nature fractale** de l'enregistrement stratigraphique (Schlager, 2010; Sadler & Jerolmack, 2014). La force de la modélisation stratigraphique est de contourner ces problèmes *via* la **discrétisation du temps** à très haute définition. **L'effet Sadler** a plusieurs origines : plus l'intervalle de temps considéré est important, plus la probabilité d'enregistrement de hiatus, de lacunes ou d'érosions augmente. Cette augmentation a pour effet de provoquer une diminution du taux de sédimentation apparent (Borgomano et al., 2020).

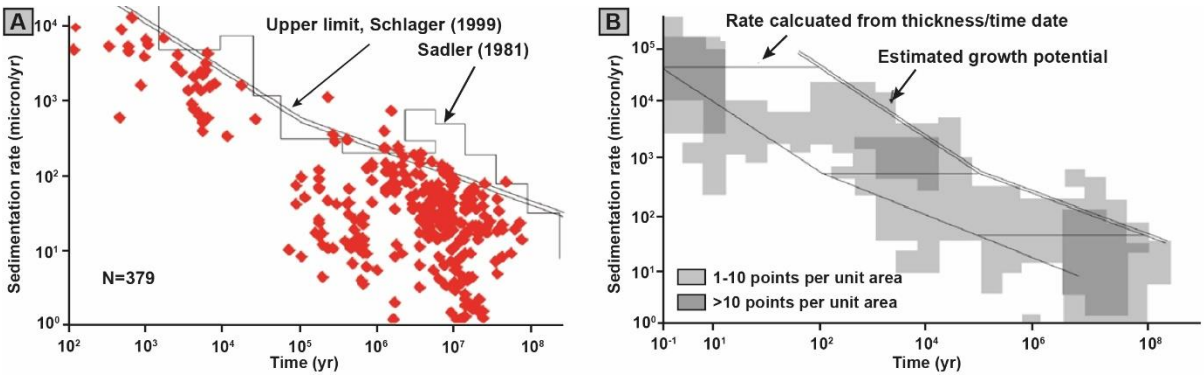


Figure 2.2. A. Taux de sédimentation de la T-factory en fonction de l'intervalle de temps (d'après Sadler, 1981; Schlager, 1999, 2003, 2005; Lanteaume, 2017). B. Taux de sédimentation en fonction de l'intervalle de temps (d'après Sadler, 1981; Schlager, 1999; Lanteaume, 2017).

Une hypothèse concernant le taux de production potentielle, émise par Schlager (1999), démontre qu'il est de même échelle que les taux de sédimentation (**Figure 2.2**). Cette théorie est cohérente avec ce qui est observé à l'Holocène, où les taux de production semblent **diminuer avec l'échelle de temps** de l'observation. En outre, l'ennoiement d'une plateforme carbonatée peut avoir lieu sur d'importants intervalles de temps en étant couplé à des processus géodynamiques de long terme. La valeur des taux de production montrera un ordre de grandeur largement supérieur au taux de sédimentation (Lanteaume, 2017). Lanteaume (2017) a compilé les taux de sédimentation à travers les temps en implémentant des bases de données déjà existantes (Hudson, 1981; Schlager, 1981, 2005a; Enos, 1991; James & Bone, 1991; Bosscher, 1992; Kleypas, 1997; Kemp & Sadler, 2014). Cette base de données sert d'abaque pour définir les taux de production carbonatée pour la construction de modèles stratigraphiques dans cette thèse. Dans cette base de données, Lanteaume (2017) a classé les taux de sédimentation en fonction de leur position géographique (**Figure 2.3**).

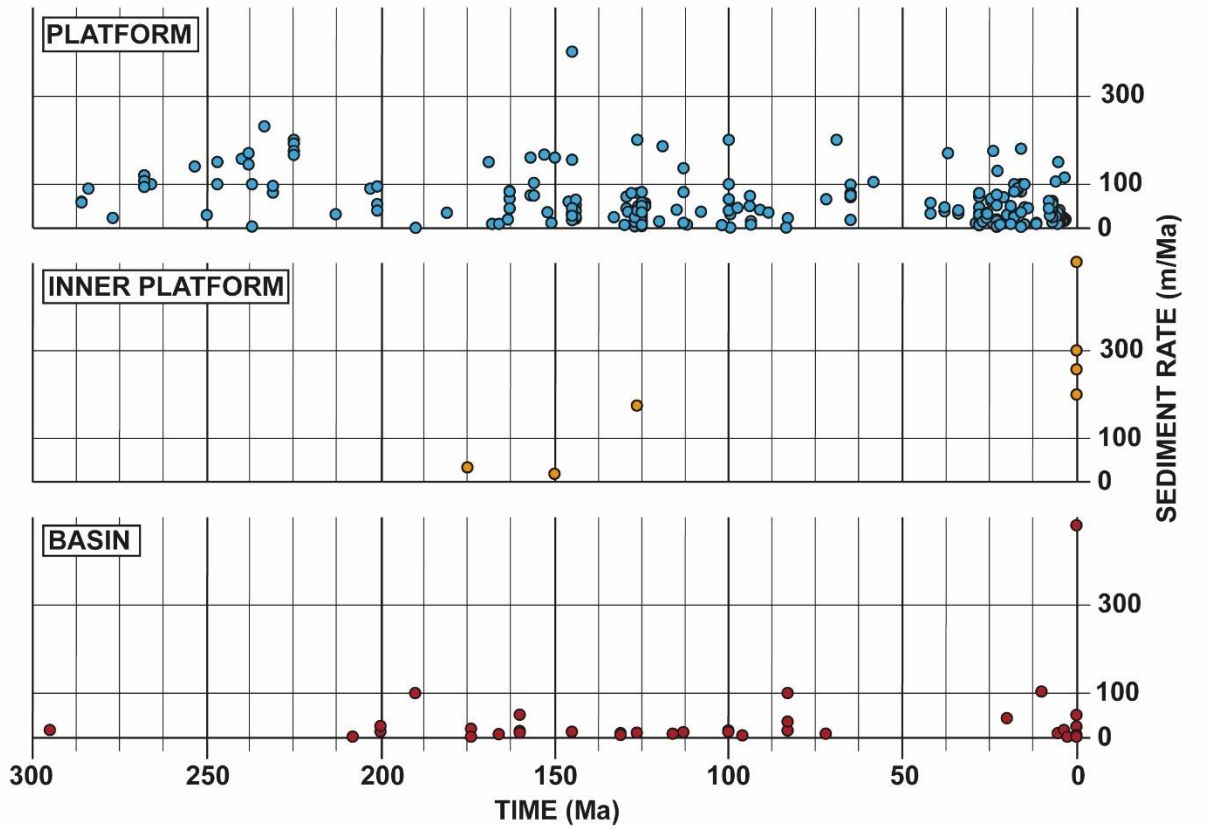


Figure 2.3. Taux de sédimentation en fonction de l'âge et de la position sur le profil de sédimentation calculé d'après le rapport entre l'épaisseur et le temps (d'après Lanteaume, 2017).

La production carbonatée et les modèles qui en résultent sont le fruit de lois empiriques et d'hypothèses déduites de l'observation des géologues. La complexité des facteurs influençant la production carbonatée et leurs interactions constituent un défi pour la caractérisation des modèles de production. Les modèles existants sont basés sur des données provenant de systèmes carbonatés tropicaux (Schlager, 1981; Huston, 1985; Bice, 1991; Bosscher & Schlager, 1992; Kleypas, 1997; Koelling et al., 2009).

Ces modèles ont comme caractéristique principale : le **taux de productio**n qui dépend principalement de la profondeur de l'eau. Ceci avec une production constante, proche de la surface, puis qui diminue rapidement avec la profondeur. Cette décroissance est due à l'activité photosynthétique des algues symbiotiques, qui devient inférieure à un seuil de saturation spécifique pour l'espèce considérée (Bosscher, 1992). L'intensité lumineuse est considérée comme le facteur de contrôle principal de la production carbonatée (Bosscher & Schlager, 1992; Pomar, 2001b). **Trois groupes** de

producteurs carbonatés benthiques en lien avec la pénétration de la lumière en résultent (Pomar, 2001b) (**Figure 2.4**) :

1. Le biotope euphotique correspond à des organismes ayant besoin d'une forte intensité lumineuse. La limite inférieure bathymétrique est d'environ **30 m** de profondeur. Cette profondeur de la base de la zone euphotique dépend de la turbidité des eaux.

2. Le biotope oligophotique est caractérisé par des organismes se développant dans des environnements à faible luminosité, à des profondeurs de l'ordre de **30 à 100 m**.

3. Le biotope aphotique est caractérisé par des organismes hétérotrophes.

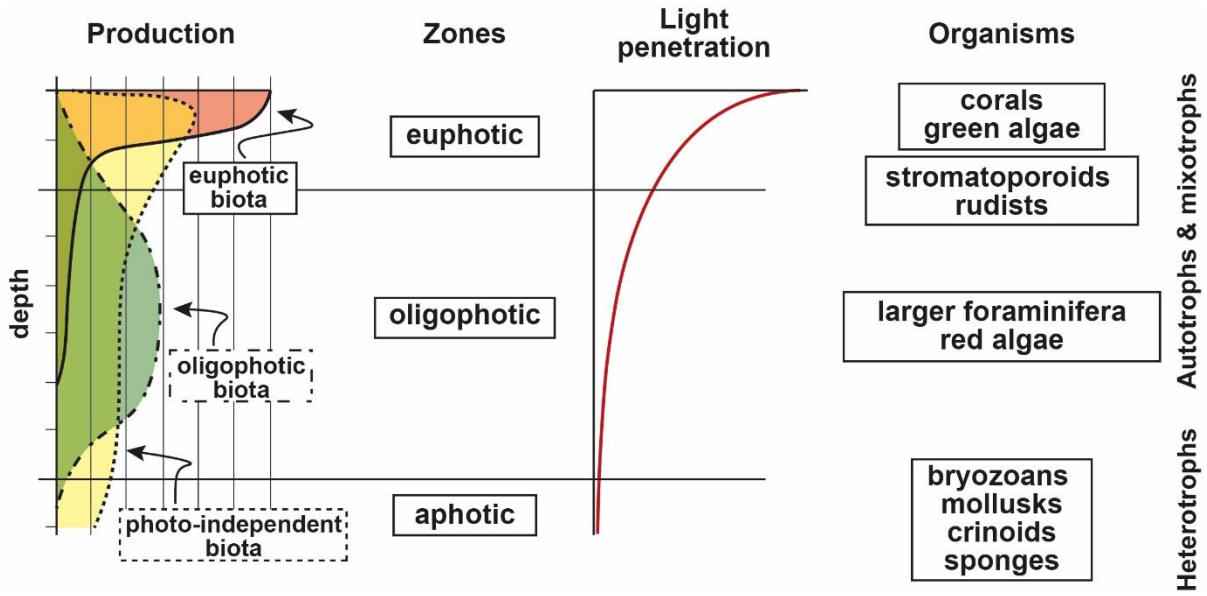


Figure 2.4. Graphique représentant la production carbonatée en fonction de la bathymétrie qui contrôle la luminosité (d'après Pomar, 2001b).

2.4.2 - Le temps

Le temps est un paramètre critique pour les études stratigraphiques. Le géologue n'a accès qu'à une **partie de l'enregistrement sédimentaire**, et donc **du temps**, qui est **préservé**. De plus, le long d'un même système sédimentaire, **l'enregistrement** de ce temps est différent en tout point XY. La caractérisation du temps est donc une problématique scientifique importante en géologie. L'absence d'outil ou de méthode de conversion temps-épaisseur permettant la mesure continue du temps dans les séries sédimentaires anciennes, impose l'utilisation de marqueurs chronologiques ponctuels (biologiques ou géochimiques) pour contraindre les modèles stratigraphiques.

Le géologue se heurte donc à la problématique de la **préservation** et de **l'export** des sédiments dans le temps qui sont discutés en fonction de deux éléments : **1. La préservation du signal temporel, 2. La durée des séquences stratigraphiques**.

1. La préservation du signal : Une séquence stratigraphique est caractérisée par une **durée** qui correspond à **l'intégrale somme du temps qui est préservé dans l'espace**. Le problème réside dans **l'enregistrement partiel** du temps par l'accumulation (Barrell, 1917; Sadler, 1981) et que cet enregistrement *via* les dépôts sédimentaires est **discontinu** à toutes échelles de temps, malgré la continuité du temps (**Figure 2.5**). Les variations de l'enregistrement sédimentaire peuvent être le produit de facteurs **d'échelle largement différents**, par exemple de la marée à de larges discordances tectoniques. En conséquence, l'échelle de temps n'est pas simplement proportionnelle à l'enregistrement sédimentaire (Drummond & Wilkinson, 1996). Au sein des dépôts carbonatés anciens et sur les plateformes carbonatées peu profondes, l'enregistrement sédimentaire est **discontinu** (Drummond &

Wilkinson, 1996). Il est donc extrêmement difficile de quantifier le temps réel qui est préservé dans les dépôts carbonatés.

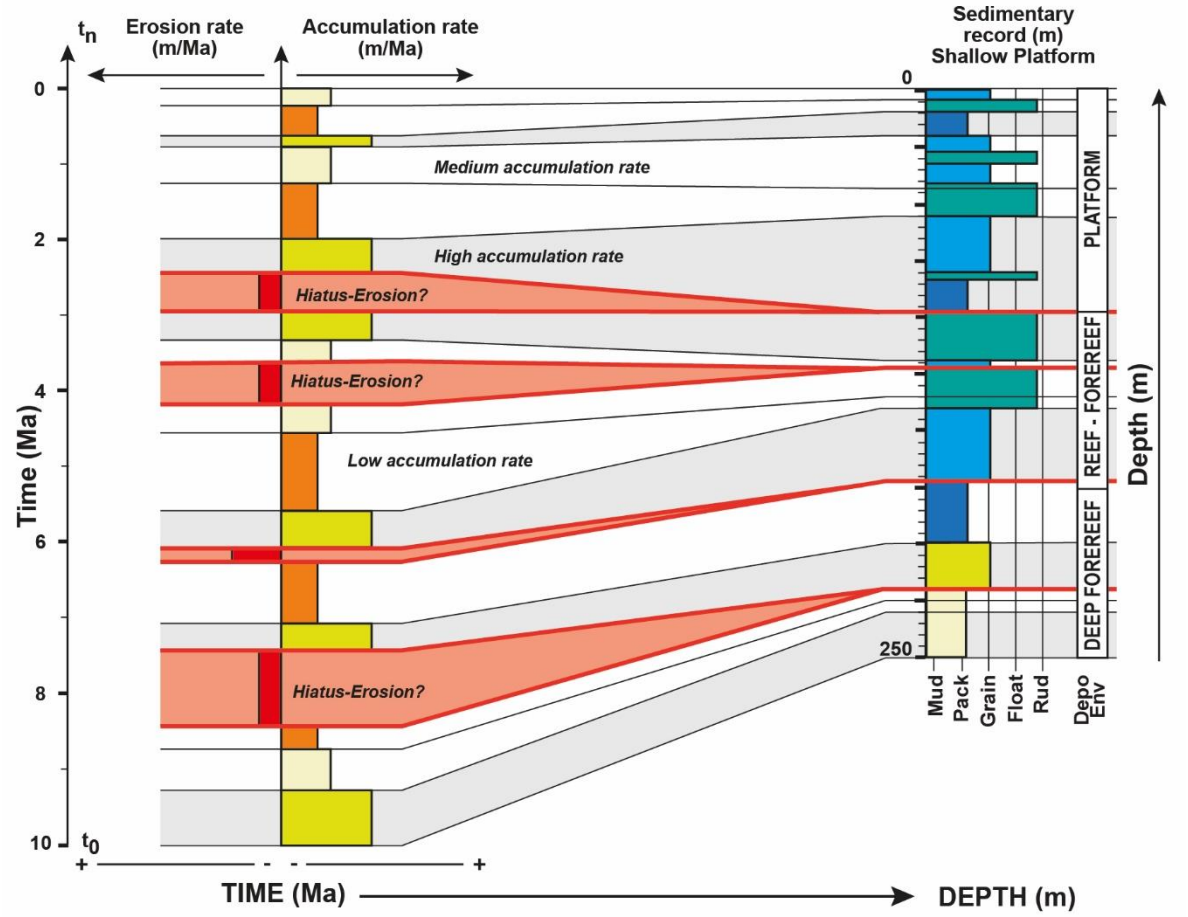


Figure 2.5. Enregistrement conceptuel d'une plateforme carbonatée peu profonde. L'accumulation, les hiatus et l'érosion sont représentés sur un axe temporel.

2. La durée des séquences stratigraphiques : L'étude de l'organisation des dépôts sédimentaires se fait par **découpage** en ordres de séquences qui sont délimitées par des **surfaces temporelles**. Les premiers travaux de stratigraphie séquentielle ont mis en évidence que les séquences varient en durée et en épaisseur (Posamentier & Vail, 1988). Les études sont donc menées en intégrant la notion d'ordres ayant des durées différentes pour diviser l'enregistrement en séquences stratigraphiques (**Figure 2.6**). Ces auteurs ont également proposé que les ordres distincts soient hiérarchisés par leur propre architecture stratigraphique.

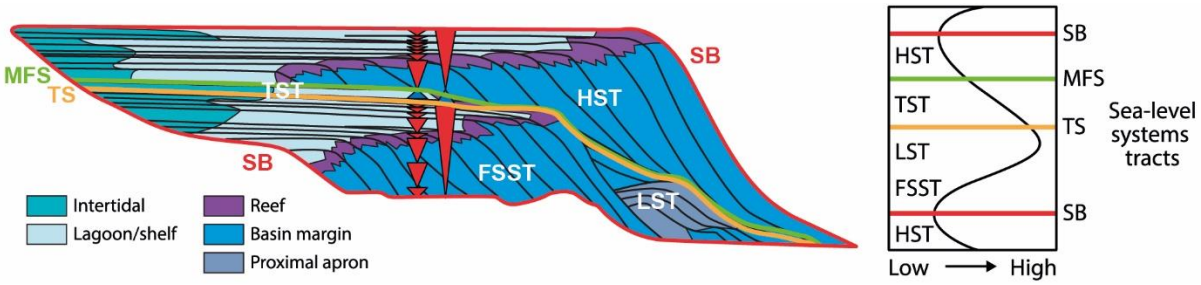


Figure 2.6. Architectures stratigraphiques et principales surfaces stratigraphiques pour un cycle complet d'augmentation et de diminution du niveau marin. Limite de la séquence (SB), surface d'inondation maximale (MFS), surface transgressive (TS), highstand system tract (HST), lowstand system tract (LST), transgressive system tract (TST), and falling stage system tract (FSST) (d'après Borgomano et al., 2020).

Bien que cette approche soit novatrice, elle a été largement critiquée sur plusieurs points par Schlager (2004, 2010). Une analyse quantitative de la notion du temps et de l'épaisseur des séquences stratigraphiques montre que la hiérarchisation des séquences et leur détermination en ordre représentent souvent des subdivisions arbitraires d'un ensemble stratigraphique (Pollit et al., 2015; Lanteaume 2017).

Afin de mieux définir les séquences, Schlager (2004, 2010) propose une **organisation fractale** à l'échelle des séquences au lieu d'une **organisation hiérarchique** en ordres, définissant un motif de séquence qui est invariant à toutes les échelles de temps. Son argumentation est basée sur quatre aspects :

1. Les surfaces **d'exposition** et **d'inondation maximale** définies en tant que limites de séquence sont largement similaires sur de larges échelles de temps.

2. Les **trajectoires de bord de plateforme** (progradation, rétrogradation, aggradation), sont des marqueurs de réponses du système aux changements du niveau marin, et suivent une organisation fractale.

3. La **durée des ordres stratigraphiques** varie considérablement selon la littérature.

4. La compilation des **taux de sédimentation** et des **variations eustatiques** montre également une organisation **fractale**.

Sur la base de ces évidences, Schlager (2004, 2010) propose un modèle fractal invariant par changement d'échelle pour les carbonates tropicaux (**Figure 2.7**). Ce modèle implique trois postulats :

1. L'enregistrement des séquences présente des caractéristiques **fractales**, c'est-à-dire que les **séquences les plus longues sont des versions agrandies des séquences les plus courtes**.

2. Il y a deux éléments constitutifs pour une séquence : **La séquence S** (séquence standard), délimitée par des surfaces d'exposition et généralement constituée de *lowstand systems tract*, et la **séquence P** (para-séquence), délimitée par des surfaces d'inondation et dépourvue de *lowstand tracts*. L'ensemble de ces séquences comprennent des séquences de type *transgressive* et *highstand tracts*.

3. Dans le domaine de validité spatial et temporelle du modèle, les séquences **P** et **S** forment des alternances aléatoires. De plus, les trajectoires de la marge du plateau continental des systèmes progradants à long terme présentent des caractéristiques **fractales** (Schlager 2010).

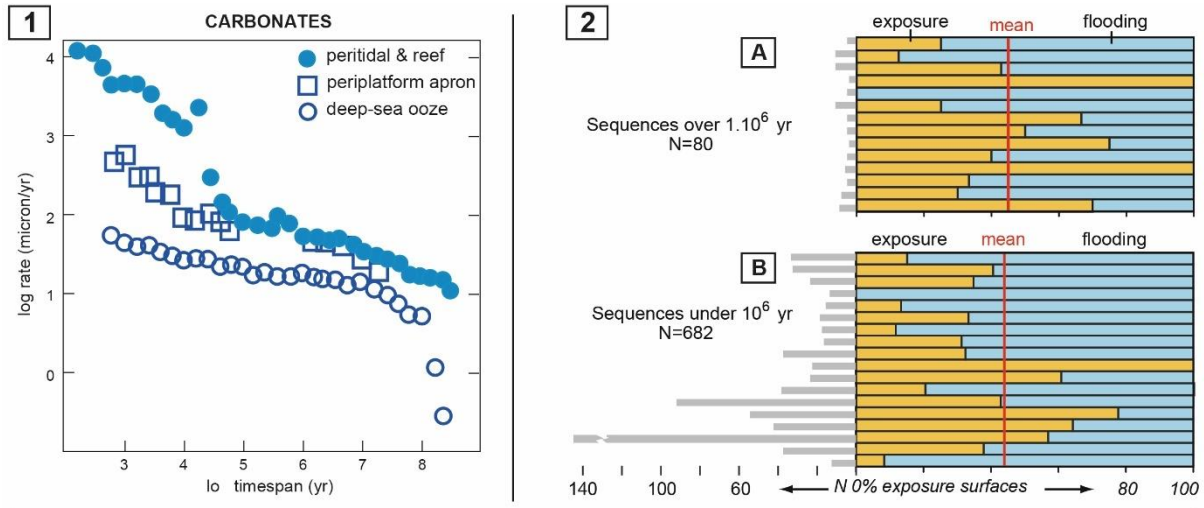


Figure 2.7. 1. Taux de sédimentation en fonction du temps d'observation (après Schlager, 1999) : le taux de sédimentation diminue avec l'augmentation du temps d'échantillonnage. 2. Proportions des séquences par *exposure* et *flooding surfaces*. Chaque barre représente un intervalle qui est mesuré avec le nombre de surfaces

qui sont analysées : A. Cycles qui durent plus d'un million d'années, B. Cycles qui durent moins d'un million d'années.

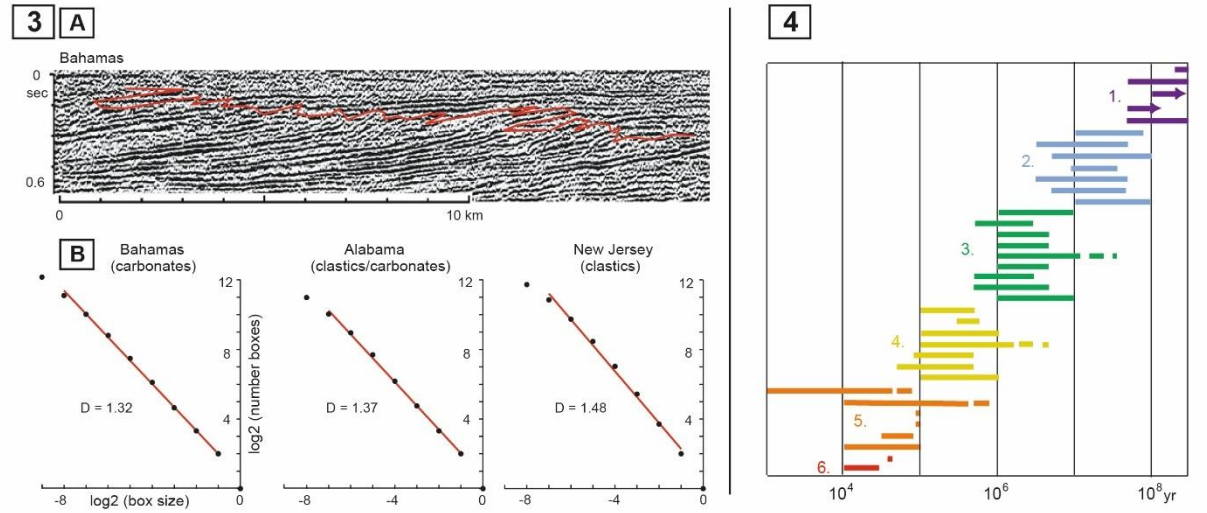


Figure 2.7. 3. Test de la nature fractale de la trajectoire de la bordure de la plateforme : A. Exemple de bordure de la plateforme Cénozoïque des Bahamas (Eberli & Ginsburg 1988), B. Résultats qui sont appliqués aux Bahamas, à l'Alabama et au New Jersey montrant la nature fractale de la trajectoire de la plateforme. 4. Durées des ordres des séquences stratigraphiques qui sont proposées par plusieurs auteurs. Ce qui est remarquable est que la différence d'ordre est souvent d'un quart de l'ordre de la magnitude (Schlager 2010).

Le caractère **fractal** qui est décrit par Schlager (2010) sur les taux de sédimentation, les épaisseurs des couches et la durée des lacunes stratigraphiques a pour but d'associer ces taux à de **multiples échelles de temps** comme Salder (1994). Les séquences qui sont engendrées par ces processus fractals sont elles-mêmes fractales. La pensée en séquences fractales constitue donc une méthodologie descriptive statistique de la préservation sédimentaire en remplaçant des observations d'objets dans un cadre ayant une continuité des processus sur toutes les échelles de temps (Miall, 2015; Lanteaume 2017). Cette approche de la stratigraphie, qui est proposée par Schlager (2004, 2010), a pour but de subdiviser les successions sédimentaires en couplets **transgressifs-régressifs**. La limite de séquence est donc placée en sommet de système régressif (**Figure 2.8**). La force de ce modèle est de pouvoir estimer l'ordre à partir d'une ligne de base et donc d'identifier les **durées des processus dominants**.

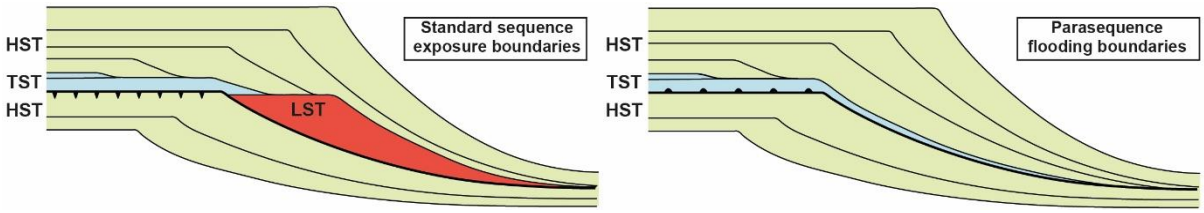


Figure 2.8. Modèle à échelle invariante des séquences stratigraphiques. On suppose que les séquences de type standard (S) et les séquences de type para-séquence (P) se produisent toutes deux en proportions à peu près égales dans la fourchette de 10^3 à 10^6 yr. En bleu, le système de type *transgressive system tract* (TST), en rouge, le système de type *lowstand system tract* (d'après Schlager 2004).

2.4.3 - L'eustatisme

L'eustatisme se caractérise par des changements du niveau marin absolu à l'échelle globale, mesurés dans un système de référence géographique indépendant du système de dépôt. De nombreux facteurs influencent l'eustatisme, comme la **géodynamique**, le **climat** (Pitman, 1978; Sahagian & Jones, 1993; Conrad, 2013; Cloetingh & Haq, 2015; Ruban, 2016). L'impact de chaque paramètre sur le signal eustatique reste complexe à estimer (**Figure 2.9**). L'intégration et la compréhension des principaux

facteurs sont importantes pour une analyse rigoureuse des dépôts sédimentaires, car l'impact des différents facteurs n'est pas uniforme et n'est pas enregistré de la même manière dans les sédiments.

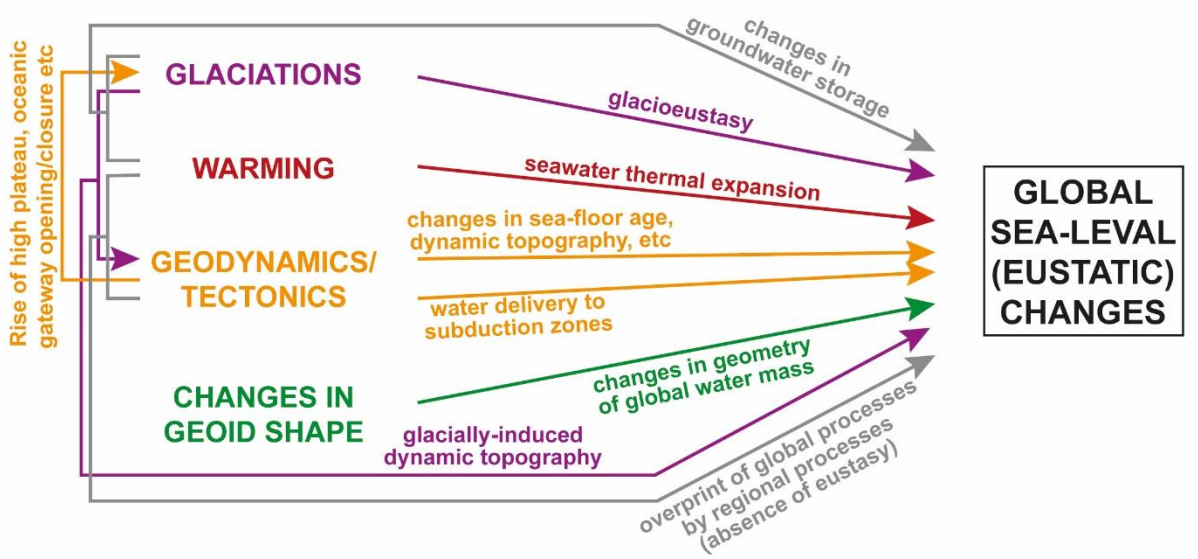


Figure 2.9. Synthèse exhaustive des facteurs de contrôle des variations eustatiques globales (d'après Ruban et al., 2016).

2.4.4 - La subsidence

La tectonique exerce un contrôle important sur la formation des bassins sédimentaires (Paola, 2000; Allen & Allen, 2013). En outre, l'évolution tectonique d'un bassin est caractérisée par les variations de la subsidence. Par définition, la subsidence correspond aux déplacements absolus du **substratum** par rapport à un repère fixe dans le temps, le **datum**. La subsidence influe au premier ordre **l'accommodation** sur des zones de petite à grande taille sur des périodes très variables, allant de centaines à millions d'années. La subsidence, est la résultante de trois facteurs.

1. La subsidence tectonique et thermique : qui correspondent aux mouvements de déformation du substratum sous l'effet de la **géodynamique** et des mouvements de la **lithosphère**, sans lien direct avec le poids des sédiments. Ces types de subsidences ont des contraintes qui opèrent d'une échelle locale à régional.

2. La subsidence flexurale : est le produit de la déformation du substratum induit par le **poids** des **sédiments et de l'eau**. Lanteaume (2017) a réalisé une synthèse des courbes de subsidence par type de bassin. Cette synthèse s'appuie sur les travaux de (Galloway, 1989; Angevine et al., 1990; Xie & Heller, 2009; Armitage & Allen, 2010; Allen & Allen, 2013). Cette étude comparative des courbes de subsidence montre que le régime de subsidence peut changer au cours de l'évolution d'un bassin, généralement selon deux phases en fonction des changements de contraintes géodynamiques : **une phase précoce** avec un taux de subsidence élevé, et une **évolution tardive** avec un taux de subsidence plus faible (Xie & Heller, 2009). Cette synthèse montre également que l'histoire de l'affaissement d'un bassin est d'abord dominée par la subsidence tectonique, puis par la subsidence thermique.

Cette étude montre également que l'histoire de la subsidence au sein d'un même type de bassin est similaire. Par conséquent, la **subsidence** d'un bassin n'est **ni linéaire**, **ni uniforme**, car elle reflète des mécanismes très complexes d'affaissement et de bombement. Un cadre tectonique d'un bassin n'est en aucun cas suffisant pour contraindre le régime de subsidence. La compilation de Lanteaume (2017) (**Tableau 2.1**) des courbes de subsidence permet d'avoir de larges gammes de subsidence tectonique et thermique dans le domaine du possible pour chaque type de bassin.

En comparant les taux de subsidence à court et long terme, il est remarquable qu'ils soient de la **même grandeur que les variations eustatiques** (Lanteaume, 2017). Toutefois, l'eustatisme et la subsidence doivent être analysés comme des variables indépendantes qui engendrent une hausse ou une diminution de l'espace d'accommodation. La subsidence doit donc être analysée de façon très attentive lors de l'étude d'un bassin, que ce soit à court ou à long terme.

Subsidence Rate	Passive Margins	Intracontinental Basins	Foreland Basins	Forearc Basins
Data	10	8	9	9
Mean (m/Ma)	20	5	40	100
Mean max (m/Ma)	150	15	200	400
Mean min (m/Ma)	10	3	20	60

Tableau 2.1. Compilation de l'étude de Lanteaume (2017) montrant les valeurs moyennes, maximales et minimales des taux de subsidence par type de bassin.

2.4.5 - L'accommodation

La définition de l'accommodation a été proposée par Jervey (1988) comme **l'espace disponible pour l'accumulation de sédiments potentiels**. La même année, Cross (1988) propose la distinction entre **l'accommodation remplie**, qui correspond au volume de sédiment qui est déposé (épaisseur), et le **potentiel d'accommodation**, qui est défini par l'espace cumulatif créé ou supprimé en raison de variations d'accommodation.

Le niveau de base est défini comme la surface d'équilibre qui sépare les domaines de sédimentation en aval de cette surface et les domaines érodés en amont. Le niveau de base est donc utilisé pour quantifier l'espace créé dans un bassin (Wheeler, 1964; Cross, 1988; Schumm, 1993). Dans un bassin, l'accommodation est définie par l'espace entre le niveau eustatique et le substratum du bassin à un moment donné (**Figure 2.10**). L'addition des deux composantes physiques **1.** La subsidence et **2.** L'eustatisme donne **l'espace d'accommodation**.

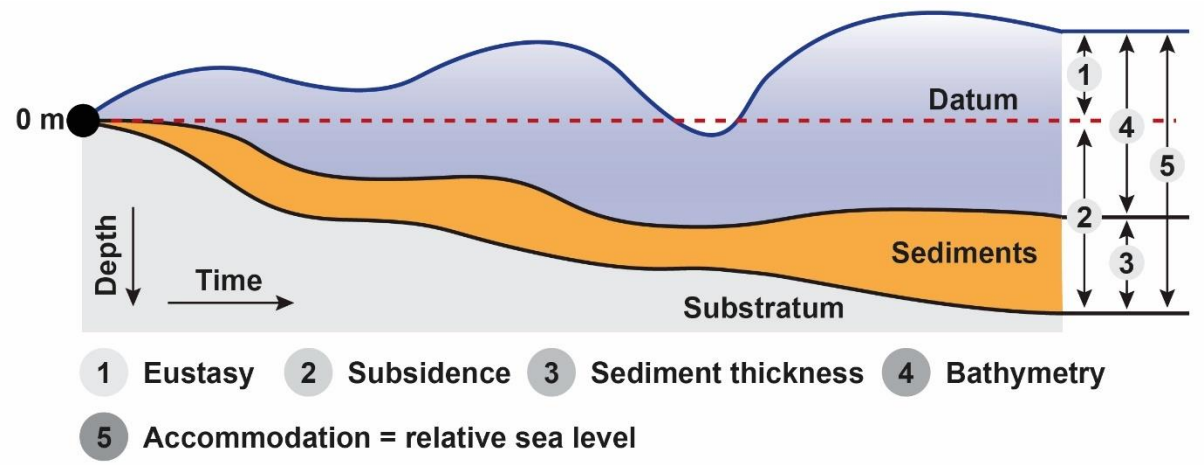


Figure 2.10. Accommodation dans le temps et l'espace (d'après Homewood et al., 2000)

L'estimation de l'accommodation peut être calculée de deux façons différentes: **1. l'accommodation actuelle** *(actual accommodation)* correspondant à la somme de l'eustatisme et de la subsidence, **2. l'accommodation apparente** *(apparent accommodation)* (Borgomano et al., 2020), qui représente l'enregistrement sédimentaire en additionnant l'épaisseur cumulée de sédiments sur une période T et la variation de bathymétrie sur cette même période T (**Figure 2.11**).

En comparant les échelles géographiques de variation entre l'eustatisme et la subsidence, il est clair que l'eustatisme intègre des variations à l'échelle globale, alors que la subsidence intègre des variations à l'échelle locale et régionale. Dickinson (1994) a résumé les processus les plus importants

qui influencent l'accommodation (**Figure 2.12**). Cette figure montre que l'échelle de temps ne représente pas uniquement la cyclicité d'un processus, mais aussi la durée envisageable de celui-ci. Cette figure montre également que les processus tectoniques majeurs sont pris en compte à long terme, à l'inverse de la structure qui correspond à des événements tectoniques de plus courte durée (**Figure 2.12**).

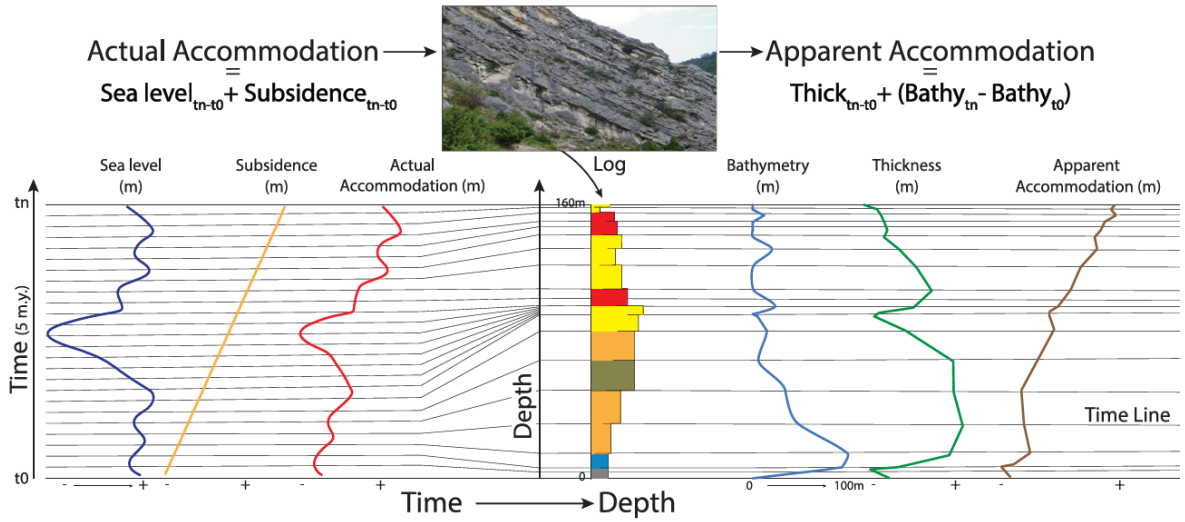


Figure 2.11. Les relations spatio-temporelles entre l'accommodation actuelle et apparente sont analysées à partir d'un affleurement typique de plateforme carbonatée. Les courbes de subsidence et de niveau marin qui définissent l'accommodation actuelle sont exprimées en fonction du temps, tandis que l'accommodation apparente est calculée à partir de l'épaisseur du banc et de la paléobathymétrie. L'accommodation apparente est exprimée en fonction de la profondeur (Borgomano et al., 2020).

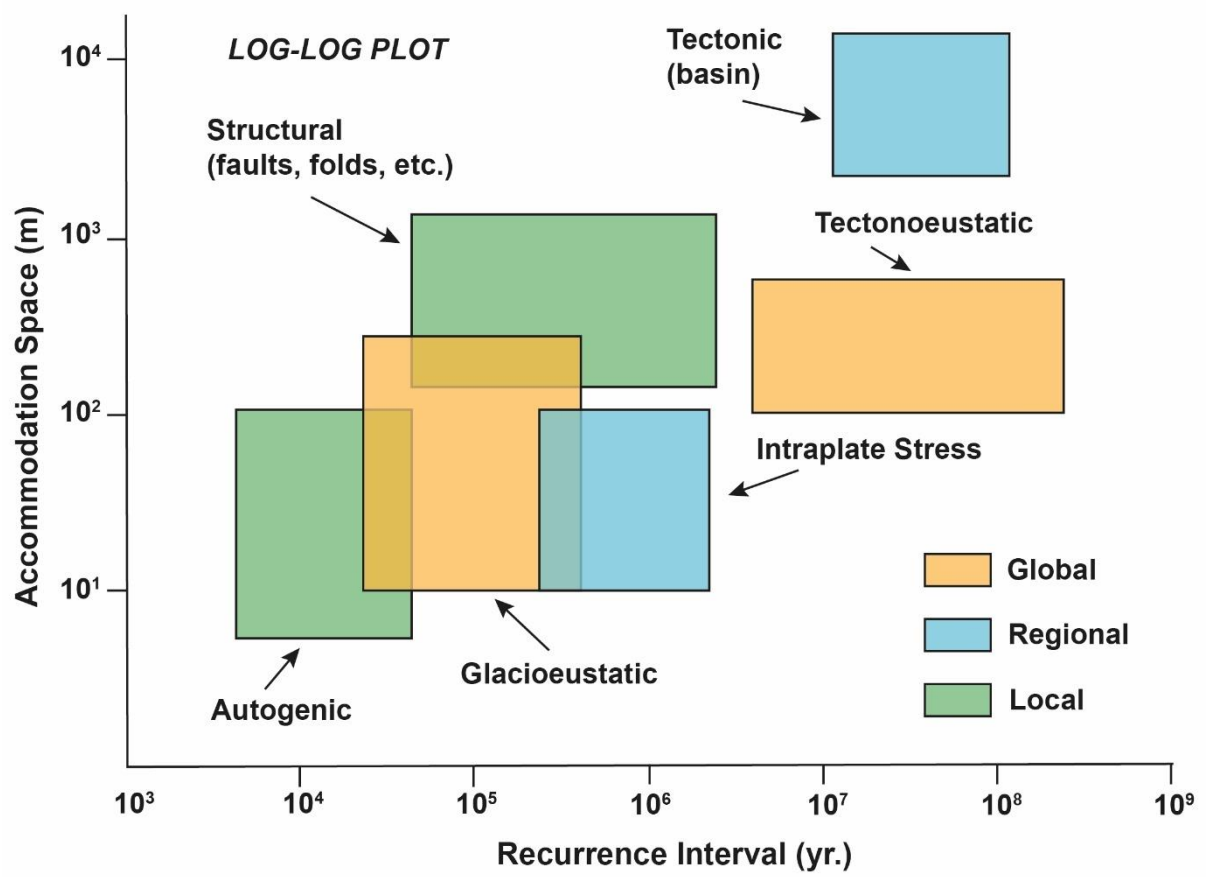


Figure 2.12. Graphique montrant les facteurs de contrôle en fonction de la cyclicité estimée d'espace d'accommodation (d'après Dickinson et al., 1994).

2.4.6 - La topographie initiale

L'impact de la topographie initiale ou profil hérité sur la morphologie des systèmes carbonatés est aujourd'hui difficile à quantifier, mais un **lien entre la topographie initiale et la production carbonatée est présent** (Bosence, 2005). L'organisation géographique de la répartition des organismes et leur développement sont fortement liés à la topographie initiale. La topographie initiale caractérise l'angle de pente (inclinaison globale), le haut topographique, la profondeur d'eau et la rupture de pente, ayant un impact sur l'accrétion carbonatée (Smithers et al., 2006). La topographie initiale **contraint et localise l'initiation de la production carbonatée** (Schlager, 2005) et conditionne donc la localisation et la formation de l'architecture stratigraphique.

La **réponse stratigraphique** du système est donc très fortement impactée par la topographie initiale. Par exemple, un faible angle de pente globale sera plus sujet à la progradation qu'un fort angle de pente, qui lui sera plus sujet à l'aggradation (**Figure 2.13**). En conclusion, une variation de topographie initiale engendre d'importantes variations d'architecture stratigraphiques.

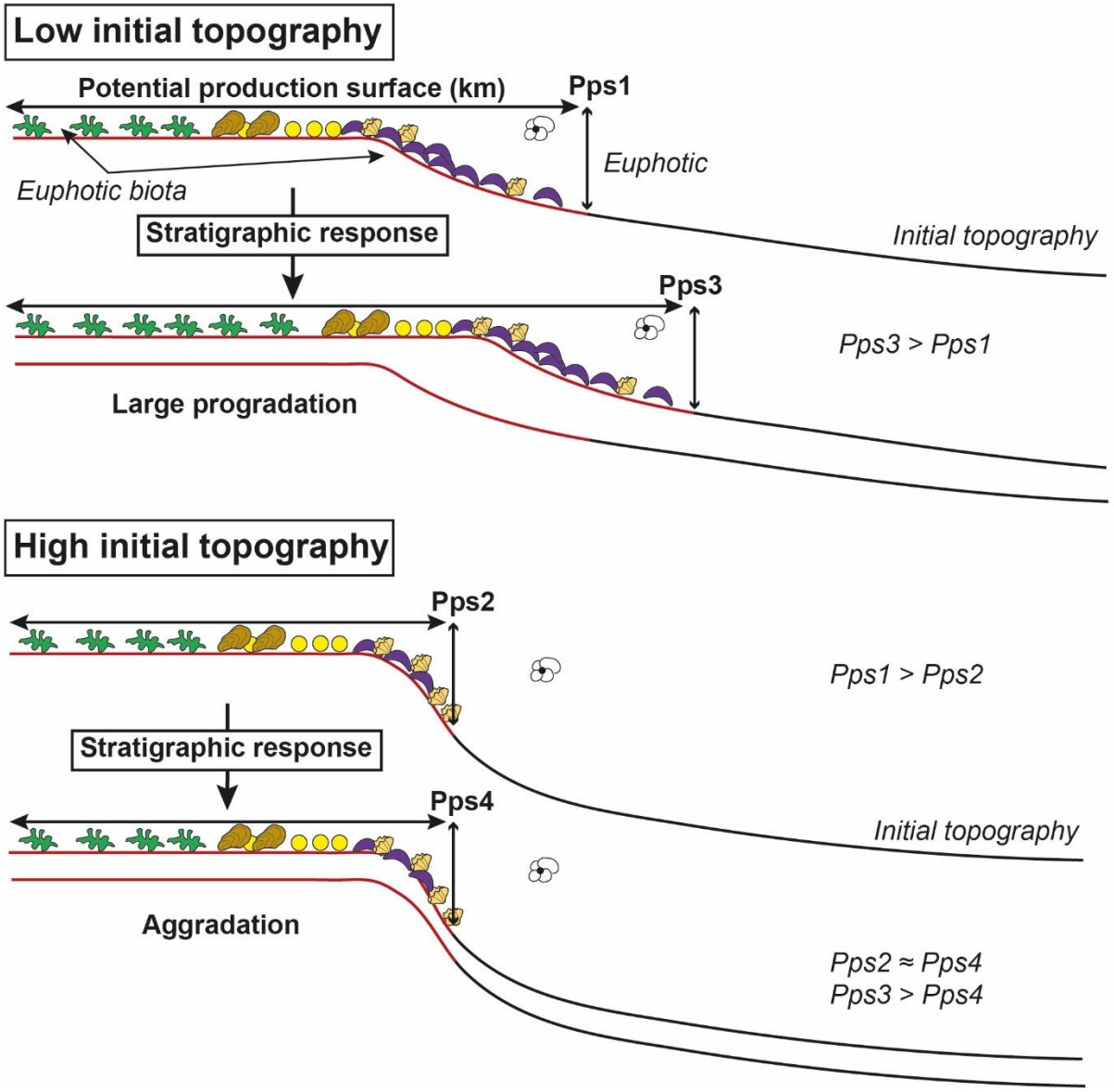


Figure 2.13. Impact de la topographie initiale sur l'architecture stratigraphique. Pps : *Potential production surface*.

Remarque: Une faible variation d'angle de la topographie initiale a un impact important sur l'architecture stratigraphique pour des systèmes ayant de faibles angles de pente (système sous le vent des Bahamas). Au contraire, une forte variation d'angle de topographie initiale pour des systèmes ayant initialement une forte pente ne provoquera pas d'importantes variations sur l'architecture stratigraphique (système au vent des Bahamas).

2.4.7 - L'hydrodynamisme

L'hydrodynamisme est ici assimilé à l'énergie des vagues. Cette énergie a de multiples effets sur le système carbonaté, le premier étant l'impact sur la **productivité carbonatée**, **l'érosion et le transport** (Kench & Brander, 2006; Harris et al., 2015). Les courants tidaux ont le pouvoir de modeler la géométrie des corps sédimentaires au sein de la plateforme, comme par exemple la migration des dunes (**Figure 2.14**).

Le régime des vagues conditionne le développement de certaines communautés récifales à l'échelle d'une plateforme, comme par exemple sous le vent *versus* au vent, mais n'exerce pas de contrôle de premier ordre sur la **vitesse de croissance** intrinsèque des récifs. En revanche, il contrôle largement leur distribution régionale (Kleypas et al., 1999; Storlazzi et al., 2003). De plus, les récifs adaptent leur **morphologie** en fonction du gradient hydrodynamique, passant de formes rondes et robustes dans un hydrodynamisme fort à des formes graciles et fragiles dans un hydrodynamisme faible (Wilson, 1975).

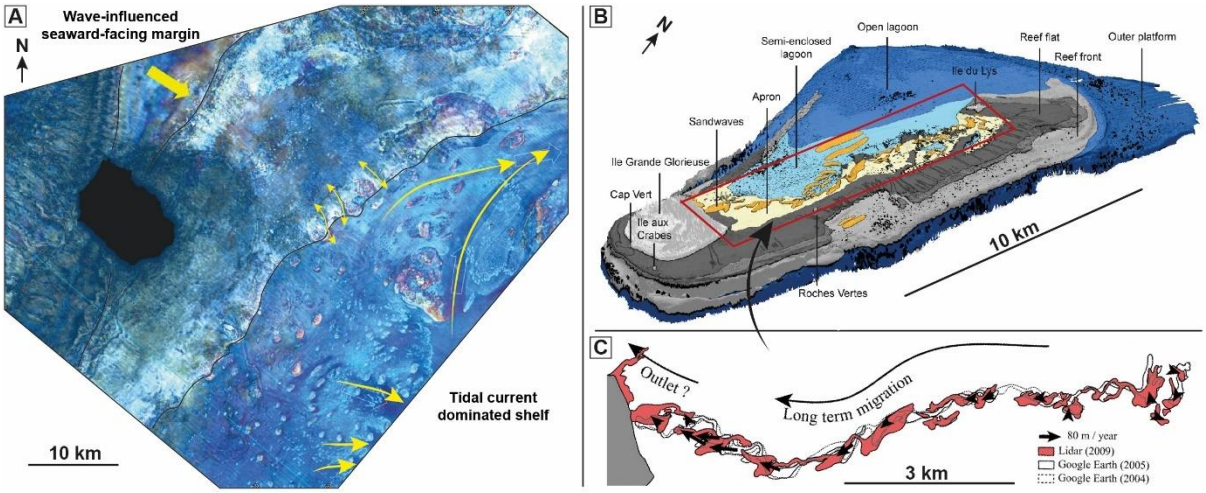


Figure 2.14. A. Carte de décomposition spectrale extraite d'une plateforme carbonatée miocène et de sa pente supérieure au sein du Browse Basin (Australie) montrant une architecture morphologique complexe de la pente supérieure qui est exposée aux vagues et de la plateforme interne dessinée par les courants tidaux (d'après Hendry et al., 2021). B. Vue 3D géomorphologique d'une plateforme carbonatée de l'archipel des Glorieuses (d'après Prat et al., 2016). C. Zoom sur la carte B montrant la migration des dunes de 2004 à 2009 par rapport aux courants tidaux (d'après Prat et al., 2016). Les vagues ont pour impact de forcer les fluides saturés en carbonate de calcium à pénétrer dans les pores du récif, augmentant ainsi la précipitation abiotique de ciment précoce par dégazage local de CO_2. En résumé, les vagues sont un facteur de contrôle de la production de la carbonate *factory T* dans les eaux saturées (Shinn, 1969).

Un **gradient hydrodynamique** décroissant s'installe en augmentant la bathymétrie, délimitant des valeurs seuils. Ces limites sont des fenêtres hydrodynamiques qui favorisent le développement de certains organismes (Hopley, 1984; Pomar & Kendall, 2008) (**Figure 2.15**). Montaggioni (2005) rapporte que l'action des vagues, qui est en lien avec les ouragans, joue un rôle majeur sur l'anatomie des récifs et leur écologie.

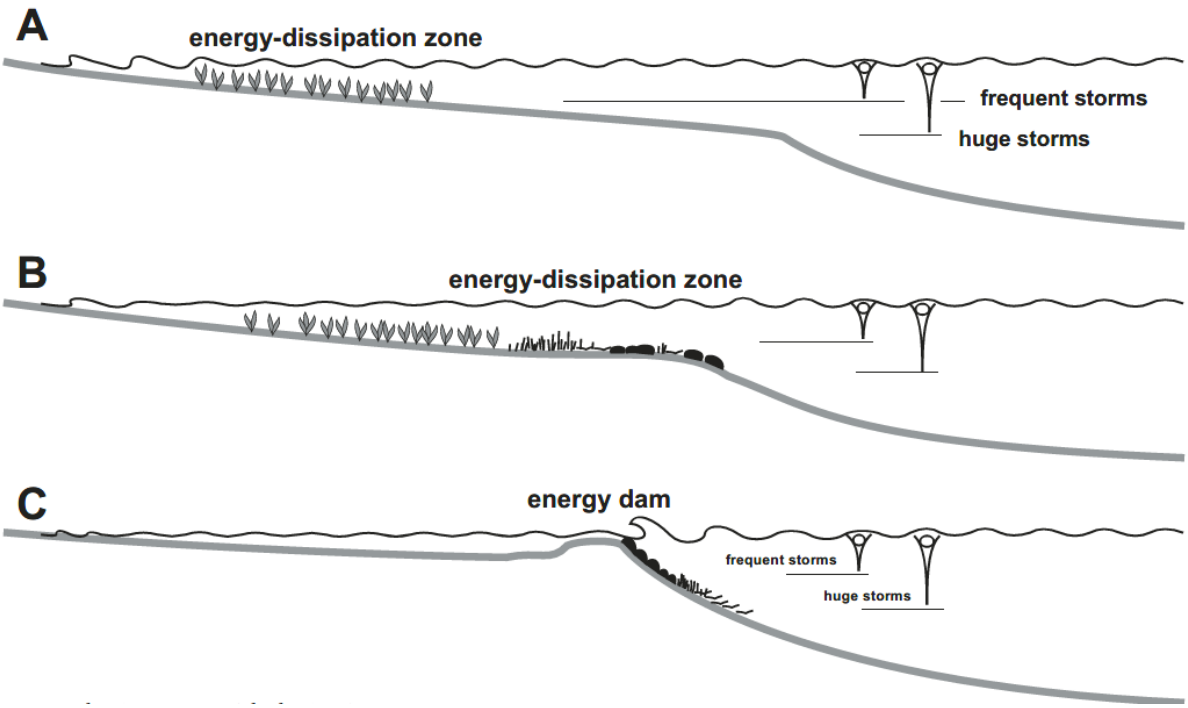


Figure 2.15. Développement des organismes carbonatés en fonction de la dissipation de l'énergie (Pomar & Kendall, 2008).

Les vagues contribuent également aux courants circulants autour et au sein du récif, ce qui a d'importantes implications sur la **nature des eaux dans le lagon** (Andréfouët et al., 2001). Ces facteurs semblent expliquer pourquoi les récifs sont en règle générale, plus productifs sur les marges au vent (*windward*), car correspondant à la plus grande énergie des vagues (Brander et al., 2004; Montaggioni, 2005; Dechnik et al., 2016). Pour résumer, l'énergie des vagues représente un facteur important dans **l'extension et la production des récifs**. Cependant, à ce jour, il n'existe que très peu de travaux quantifiant l'impact de l'énergie des vagues sur le taux de croissance des coraux (Hill, 2006).

2.5 - Les accumulations de sédiments en domaine de pente carbonaté

L'observation d'analogues anciens et modernes a pour but de proposer différentes classifications pour décrire les systèmes de pentes carbonatées (McIlreath & James, 1978; Mullins & Cook, 1986; Payros & Pujalte, 2008; Playton et al., 2010). Dans cette partie, différents modèles conceptuels seront discutés en distinguant les types de marges, les sédiments et l'architecture spatiale.

Les classifications existantes des pentes carbonatées et des dépôts gravitaires (PCDG) (McIlreath & James, 1978; Mullins & Cook, 1986; Playton et al., 2010) se basent généralement sur les profils sédimentaires, les architectures stratigraphiques et les processus dominants des flux sédimentaires, mais ne prennent pas en compte des critères supplémentaires tels que la relation spatiale entre la source des sédiments carbonatés et le **PCDG**, et la présence de courants de contour. L'angle de pente et la stabilité mécanique ne sont pas simplement liés à la granulométrie (boue, sable, gravier). La comparaison de deux pentes carbonatées dominées par la boue (Bahamas-Néogène et Dolomites-Trias) illustre le contrôle de l'usine carbonatée sur la géométrie et l'angle de la pente (Kenter, 1990; Kenter et al., 2005; Adams & Kenter, 2013).

La nature et les propriétés du matériel carbonaté exporté par les usines de carbonate, combinées aux processus diagenétiques précoces, contrôlent toutes deux les caractéristiques des tabliers de pente (angle et granulométrie). Dans ce manuscrit, il a été choisi de diviser les systèmes de talus et de bas de talus carbonatés en utilisant des critères simples stratigraphiques. Le premier critère est la présence ou non de relations physiques entre les dépôts de la plateforme peu profonde et les dépôts du talus/et de la base du talus. Ce critère est issu de (McIlreath & James, 1978) qui différencie deux types de marges carbonatées : **(a) les marges de dépôt** (*accretionary*) et **(b) les marges de non-dépôt** (*bypass*) (**Figure 2.16.1A-B**). Les systèmes de pente et de base de pente correspondants représentent des systèmes de dépôt attachés à la source ou détachés de celle-ci, sont divisés en trois types : **(a) les tabliers de pente** (*slope aprons*), **(b) les tabliers de base de pente** (*base-of-slope aprons*) et **(c) les éventails** (fans). Les tabliers de pente s'accumulent le long des marges en accrétion (*depot - accretionary*), tandis que les tabliers de base de pente sont associés aux marges d'escarpement (*bypass - erosional*) (**Figure 2.16.2A-B**). Les éventails sont présents dans divers contextes et peuvent se former au pied des marges d'accrétion et d'escarpement. Ces modèles sont classiquement utilisés pour décrire les systèmes de dépôt de pente et de base de pente dans les milieux carbonatés et silicoclastiques (voir par exemple Mullins & Cook (1986) pour une définition précoce des modèles de faciès dans les milieux carbonatés et Payros & Pujalte (2008) pour une vue d'ensemble des modèles de faciès des fans carbonatés). Les tabliers de pente, les tabliers de base de pente et les éventails (*fans*) ont été subdivisés en sous-types en fonction de la **granulométrie** dominante (dominée par les débris, les grains ou la boue). Ainsi, les différents sous-types présentés dépendent principalement de la source dominante du matériel resédimenté qui peut être présent dans des milieux d'eau peu à profonde.

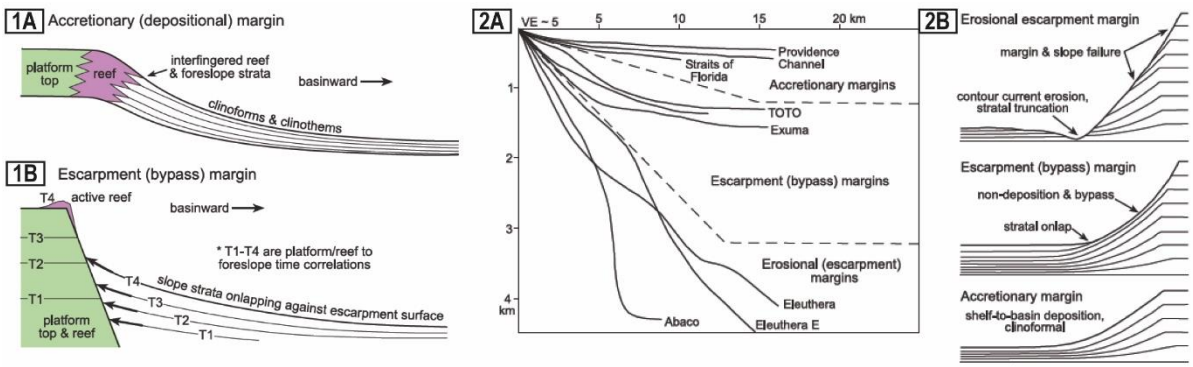


Figure 2.16. 1A. Marge en accrétion, 1B. Marge en escarpement, modifié d'après McIlreath & James (1978) et Playton et al. (2010). 2. Profils de pentes bahamiennes et modèles de dépôt associés : 2A. Profils de pentes en accrétion, en by-pass et en érosion, 2B. Modèles de dépôt en accrétion, en escarpement et en érosion montrant la variabilité architecturale des différentes marges (Playton et al., 2010 ; modifié de Schlager & Ginsburg, 1981).

2.6 - Les tabliers de pente (slope apron)

Les tabliers de pente (*slope aprons*) sont **attachés à la source** et caractérisent les **marges d'accrétion**. Ils forment les flancs de plateformes carbonatées présentant une architecture en **clinoforme**, et les lignes-temps peuvent être corrélées de la plateforme interne au bassin. Dans ce type de système, la géométrie du profil et la distribution des faciès de la plateforme au bassin sont contrôlées par la **zonation écologique** et les **processus sédimentaires** (Pomar & Kendall, 2008; Pomar et al., 2012).

Les tabliers de pente (*slope aprons*) présentent une importante relation entre la **courbure de la pente**, la **fabrique de sédiments** et **l'angle de la pente** (Schlager & Camber, 1986; Kenter, 1990; Adams et al., 1998; Schlager & Adams, 2001). La taille, la forme des grains et la minéralogie varient selon les usines de carbonate, ce qui permet de relier directement des paramètres géométriques tels que la courbure et l'angle de pente aux usines carbonatées et aux lithologies dominantes le long de la pente (Adams & Schlager, 2000; Adams & Kenter, 2013). Les angles des pentes en accrétion peuvent varier de manière significative, allant de moins de **1°** à plus de **45°**. L'angle varie préférentiellement en fonction de la granulométrie, et une corrélation entre les pentes à grains fins à faible angle et les pentes à grains grossiers à fort angle est possible.

La **granulométrie** peut varier ou non le long des clinoformes, ce qui s'exprime par **la courbure générale de la pente**. Par conséquent, l'angle et la courbure de la pente peuvent être des facteurs pour prédire les variations latérales de faciès dans les clinoformes. Mais il est important de noter que l'angle de la pente peut être augmenté par des facteurs biologiques (microbiens) ou non-biologiques (cimentation), ce qui stabilise le substrat. Par exemple, Gomez-Pérez et al. (1999) décrivent dans la plateforme Gorbea (Bassin Basque Cantabrique - Espagne) pour l'Aptien/Albien des tabliers de pente qui sont dominés par la boue atteignant des angles de **30-40°**.

Les clinoformes et donc le profil de la pente, peuvent avoir une forme **exponentielle** (concave vers le haut), **linéaire** (plane) ou **sigmoïdale** (gaussienne) (Adams & Schlager, 2000; Adams & Kenter, 2013) (**Figure 2.17**).

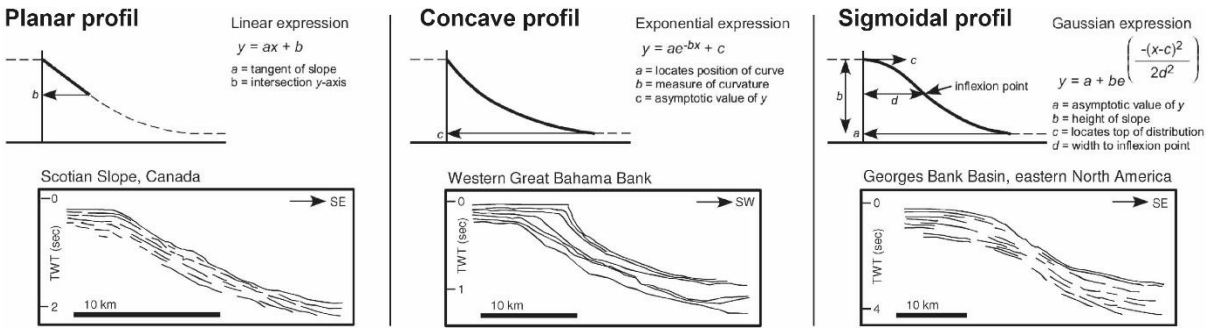


Figure 2.17. Exemples et expressions mathématiques des trois types de profils de pente. Les trois types de pentes, avec leurs expressions descriptives, sont les suivants : une morphologie plane est décrite par une équation linéaire, un profil concave par une fonction exponentielle et une morphologie sigmoïdale par une fonction de distribution demi-gaussienne (modifiée d'après Adams & Kenter, 2013). Les dessins des profils sismiques de pentes de type plane (Scotian slope, Canada), concave (Marge sous le vent du Grand banc des Bahamas) (Eberli & Ginsburg, 1987) et sigmoïdale (Georges Bank Basin Amérique du Nord) (Schlee et al., 1979).

1. Les clinoformes de formes exponentielles présentent une **rupture du plateau nette**, une pente supérieure abrupte (30°-90°) et un angle de pente diminuant rapidement en s'éloignant de la rupture du plateau. Selon Adams & Schlager (2000), les marges récifales et les marges à progradation rapide ont tendance à développer des profils exponentiels de pente. Cette tendance exponentielle est attribuée à la décroissance exponentielle de la capacité de transport (Culling, 1960; Scheidegger, 1961).

2. Les profils linéaires (clinoformes planes) représentent les sédiments qui reposent à l'angle de repos et qui dépendent principalement de la **fabrique carbonatée** (Adams & Schlager, 2000). Les profils linéaires de pente montrent en règle générale que l'angle de pente est assez bien **corrélé à la taille des grains** (Kenter, 1990). En d'autres termes, les variations de granulométrie le long des clinoformes linéaires sont limitées (**Figure 2.18**).

3. Les clinoformes sigmoïdaux se développent si le rebord du plateau est **arrondi** à la suite de l'érosion et de la redistribution des sédiments causées par les effets des fluctuations du niveau de base induits par les tempêtes et le niveau marin (Adams & Kenter, 2013) (**Figure 2.18**). Les clinoformes sigmoïdaux se forment préférentiellement lorsque les processus de lithification précoce le long de la marge de la plateforme sont limités, voire absents.

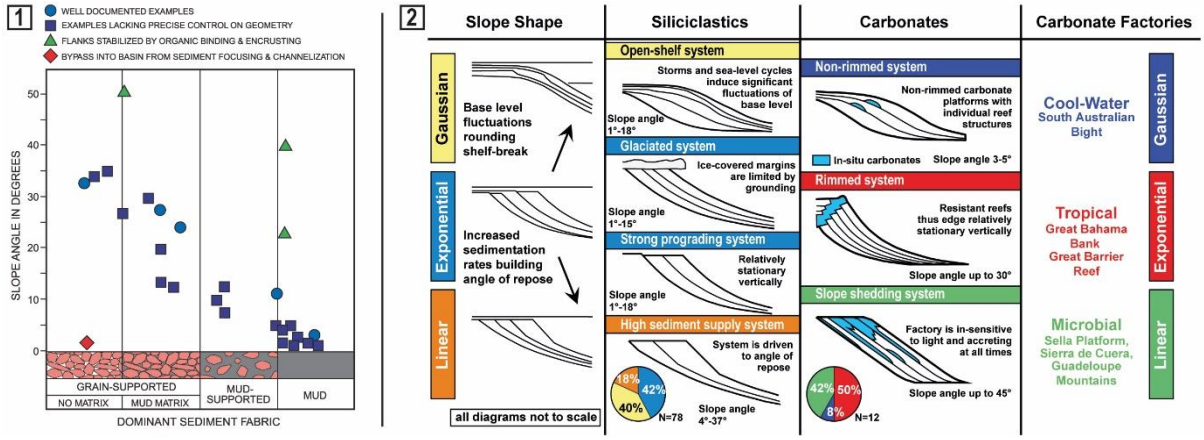


Figure 2.18. 1. Plot des faciès dominants de la pente en fonction de l'angle maximal de la pente (modifié d'après Kenter, 1990) 2. Classification des systèmes de pentes en trois groupes en fonction de leur profil de pente : linéaire, exponentiel ou gaussien. Les systèmes sédimentaires, qu'ils soient silicoclastiques (à gauche) ou carbonatés (à droite), peuvent présenter l'une des trois géométries de rupture de plateau et de courbure de pente qui se développent dans différents contextes sédimentaires. Des schémas accompagnés d'une brève description des systèmes sédimentaires et de la variation des angles de pente sont présentés. Des diagrammes circulaires montrent les proportions relatives des profils gaussiens, exponentiels et linéaires dans les systèmes silicoclastiques et carbonatés. Les usines T-C et M présentent des systèmes différents de courbure du plateau à la pente. Modifié à partir de Adams & Kenter (2013).

Les tabliers de pente dominés par les débris et les grains représentent des systèmes de pente de **plus petites dimensions** que les tabliers dominés par la **boue**. La hauteur du talus est généralement de quelques dizaines à quelques centaines de mètres, ne dépassant que rarement les 1000 mètres (par exemple la plateforme Permien au Texas ou du Jurassique Inférieur au Maroc). Leur longueur est généralement de quelques centaines de mètres à 2-3 km et ne dépasse que rarement les 5 km (par exemple la plateforme Miocène de Majorque) (**Figure 2.19**).

Les tabliers de pente à dominante boueuse sont des systèmes de **petite à grande taille** (c'est-à-dire de quelques centaines de mètres à plusieurs km de hauteur et de quelques centaines de mètres à des dizaines de km de longueur). Par exemple, la plateforme Frasnienne Australienne ou le talus carbonaté de la marge continentale de l'Australie méridionale (Gippsland et Great Australian Bight) mesure jusqu'à 150-175 km de long (du Tertiaire aux temps modernes) (**Figure 2.19**).

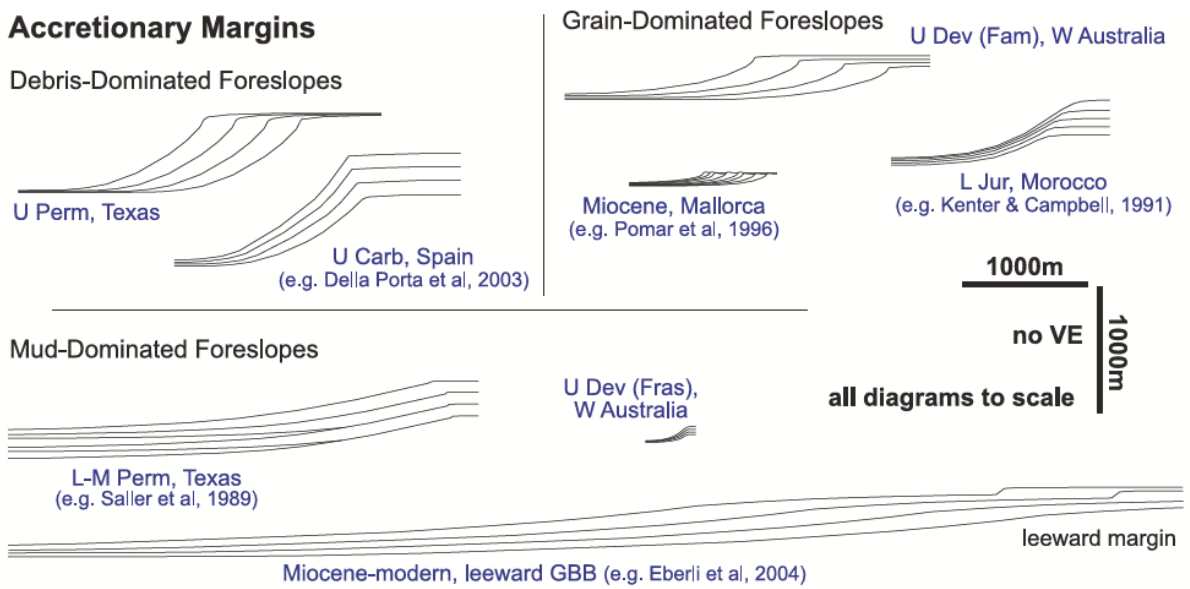


Figure 2.19. Architectures stratigraphiques simplifiées à la même échelle et sans exagération verticale pour les types de tabliers dominés par les débris, les grains et la boue (Playton et al., 2010).

2.6.1 - Les tabliers de pente dominés par la boue (mud-dominated slope aprons)

Comme vu précédemment, les tabliers de pente dominés par la boue sont divisés en deux types : **1.** Les tabliers de pente dominés par la boue à faible angle de pente < 3-4°, **2.** Les tabliers de pente dominés par la boue à fort angle de pente avec une moyenne comprise entre 3° et 15°.

1. Les tabliers de pente dominés par la boue à faible angle de pente ont des angles de pente qui varient entre **< 1°** et **3-4°** et correspondent généralement à des **rampes** comprenant des plateformes à **sommet plat** au premier stade de croissance (**Figure 2.19**). Étant donné que l'angle de pente est faible, les flux sédimentaires sont généralement piégés sur la rampe externe et le pied proximal de la pente. La **morphologie de la plateforme peut varier** ; elle est soit non barée, soit barée, soit parsemée de biohermes isolés. Concernant les évènements gravitaires, des blocs qui sont détachés des biohermes de taille importante **> 40 m** peuvent glisser sur des kilomètres par rapport à la source (par exemple pour la rampe d'âge Albien précoce dans le nord de l'Espagne ; Gómez-Pérez et al., 1998). D'importantes **coulées de débris de lithoclastes** de milieu d'eau peu profond peuvent aussi avoir lieu. Les sédiments granulaires associés sont en grande partie constitués de bioclastes autochtones provenant d'organismes autochtones/para-autochtones vivant dans un environnement ouvert **agité par les vagues**. Les flux sédimentaires induits par les tempêtes peuvent évoluer en flux turbulents et générer des turbidites typiquement composées de boue calcaire et de sables fins/moyens.

2. Les tabliers de pente dominés par la boue à fort angle de pente ont des angles de pente qui varient entre **3-4°** et **15°**. Ce type de système a généralement une part importante du flux sédimentaire qui *bypass* la pente, et **l'accumulation se fait au pied de la pente et au niveau du bassin adjacent**. Ce type de système est caractérisé par des plateformes à **sommet plat et une rampe distale**. Différents types de plateformes peuvent être décrits comme ouvertes, barées de hauts fonds ou parsemés de biohermes isolés (*patch reefs*), représentant ainsi les équivalents à fort angle des systèmes à angle faible décrits précédemment. La pente est décrite comme un lieu de déstabilisation et de **transfert sédimentaire important**. Les **effondrements** peuvent être majeurs, plusieurs **dizaines de mètres d'épaisseur**, et se déplacer sur d'importantes distances, plus de 20 kilomètres, comme décrit par Lüdmann et al. (2012) pour des carbonates d'eau froide à pente distale du Pliocène-Holocène du sud-ouest de l'île de Majorque.

Morphologiquement, des **chenaux, ravines et canyons** se développent préférentiellement sur des **tabliers de pentes dominés par la boue**. Ces voies sédimentaires sont favorables au *bypass* des

flux gravitaires produits par la plateforme et se déposent sous la forme de lobes dans les bassins adjacents. La **morphologie des lobes** dépend de deux facteurs : **(a)** de l'espace entre les voies préférentielles de flux sédimentaire (chenaux, ravines, canyons), **(b)** de la quantité et du flux de sédiments qui sont détachés de la plateforme. Une partition sédimentaire entre les dépôts au sein des chenaux (sable à gravier) et les sédiments entre les chenaux (boue) est présente. En l'absence de contrôle tectonique pouvant structurer les ravines, celles-ci sont générées par l'érosion des flux gravitaires, les cascades de densité (*density cascading*) et les effondrements de la marge (Mitchell et al., 2007; Schmidt et al., 2010; Puga-Bernabéu et al., 2011; Tournadour, 2015, 2017).

2.6.2 - Les tabliers de pente dominés par les grains (grain-dominated slope aprons)

Les tabliers de pente dominés par les **grains forment les rampes à pente distale**, et des **plateformes à sommet plat bordées de complexes de hauts-fonds** (grains squelettiques et non squelettiques). Ils peuvent être en association avec l'usine tropicale et d'eau froide. La prédominance des particules de sable dans les clinoformes confère des angles forts variant entre **10°** et **25°-30°** (Kenter, 1990; Adams & Kenter, 2013). Les tabliers de pente dominés par les grains ont généralement une hauteur de **quelques dizaines à quelques centaines de mètres** (rarement > 500 m), et une longueur de quelques centaines de mètres à **1-3 km** (**Figure 2.19 & 2.20**).

Dans les systèmes de taille relativement importante, le talus est caractérisé par une partie supérieure étroite et abrupte granulaire et un domaine inférieur à faible pendage de longueur variable composé principalement de boue (Adams & Kenter, 2013). Deux types de clinoformes se développent préférentiellement, en fonction du degré de ségrégation des grains : **(a) sigmoïdales** : qui sont les plus communes traduisant un affinage des grains vers le bas des clinoformes, et **(b) planes** : la forme plane traduit une granulométrie relativement homogène de haut en bas et une rupture granulométrique brutale au pied des clinoformes (Adams & Kenter, 2013).



Figure 2.20. Tablier de pente dominé par les grains avec une forme plane des clinoformes Al Hassanat formation (Albien inférieur - Nakhl region - Oman) (Razin 2008).

Les dépôts de **coulées de débris** proviennent principalement de l'effondrement de pentes et peuvent former des volumes importants au pied de la pente. Les processus de cimentation précoce des barres de sable au bord du plateau favorisent l'effondrement de matériaux lithifiés précoces provenant de milieux d'eau peu profonde (par exemple, le Cambrien du Groenland du Nord, Ineson & Surlyk, 2000). Sous la base de l'action des vagues de tempête, les sédiments granulaires des clinoformes représentent les dépôts d'avalanches de grains, d'écoulements de densité hyperconcentrés et turbulents. Une partie des sédiments produits par les plateformes d'eau peu profonde ne se déposent pas sur la pente et s'accumulent au pied de la pente, principalement pour former des lobes ou des nappes de turbidites granulaires (Savary & Ferry, 2004; Ferry, 2005).

2.6.3 - Les tabliers de pente dominés par les débris (debris-dominated slope aprons)

Les tabliers de pente dominés par les débris caractérisent les flancs des plateformes carbonatées à **sommet plat bordées** de récifs, qui se réfèrent à la (factory) tropicale et microbienne. La partie supérieure de la pente est principalement composée de blocs autochtones représentant le cadre récifal.

Dans ce système, les récifs forment des barrières continues au niveau du bord du plateau, avec des parois récifales plongeant jusqu'à **90°**.

Les débris récifaux grossiers sont resédimentés par des chutes de blocs et des avalanches formant des clinoformes à fort angle. En raison de la prédominance de particules grossières (gravier) dans la partie supérieure et moyenne de la pente, l'angle d'inclinaison est très variable, allant de **15°** à **50°** et pouvant localement atteindre **80°** le long de la pente des récifs frangeants (Reolid et al., 2014) (**Figure 2.21**). Les clinoformes sont principalement de forme exponentielle et plane.

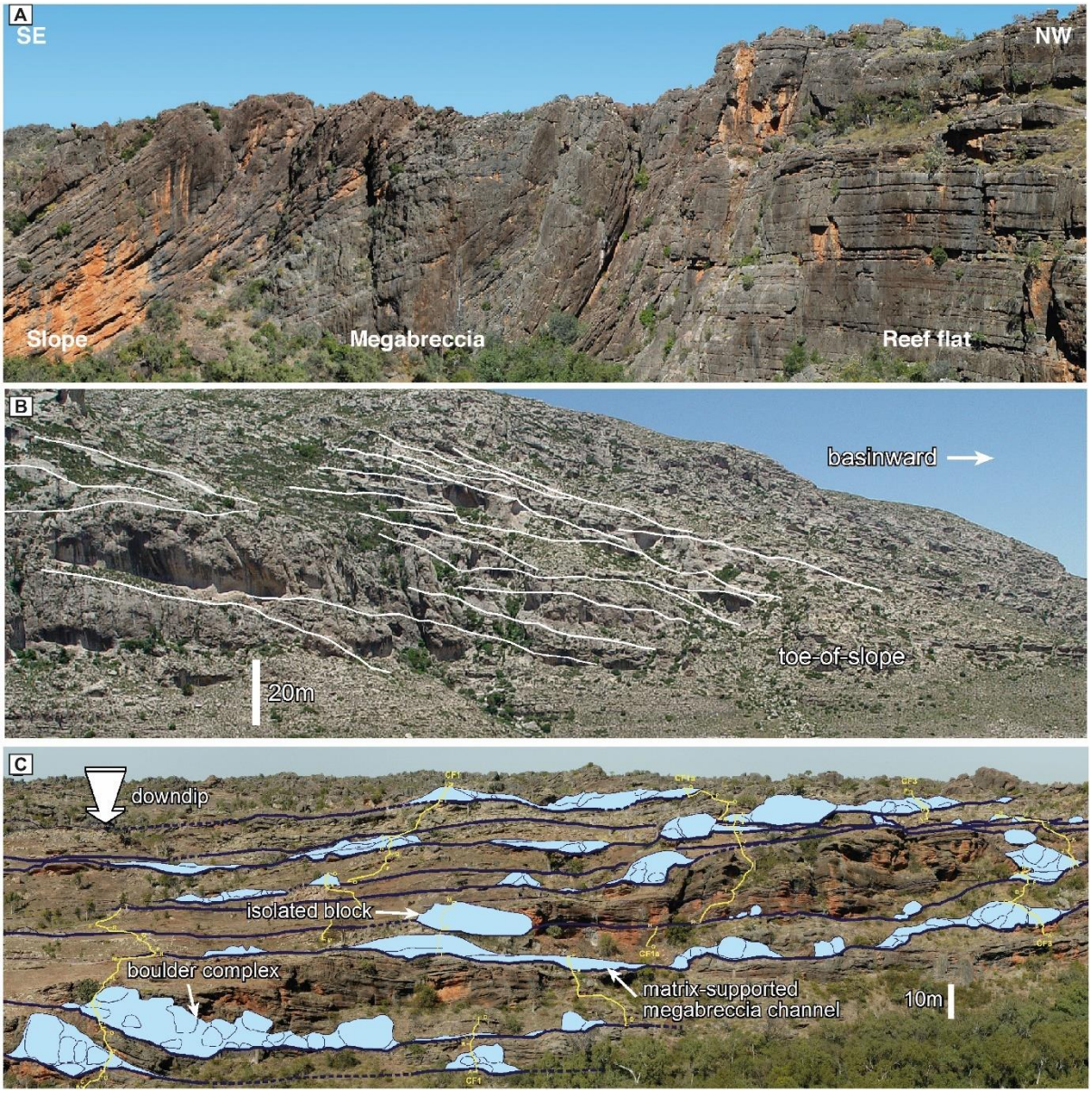


Figure 2.21. A. Transition de la marge de la plateforme à la pente Windjana Gorge (Late Devonian - Canning Basin - Western Australia), à la pente qui est debris-dominated, à droite dépôt récifaux plat avec une fabrique de type stromatoporoids, *bafflestone* à *floatstone* (après Playford et al., 2009; Playton & Kerans 2015a,b). B. Vue plongeante sur l'architecture stratigraphique d'une marge dominée par des débris, les lignes blanches ont un angle de 25-30° Yates formation (Guadalupian - Upper Permian - Delaware Basin - West Texas). C. Vue de face de la pente supérieure avec des angles de 20-25° montrant des débrites (bleu clair) Napier formation (Famennian - Upper Devonian - Windjana Gorge - Canning basin - Western Australia) (Playon 2008).

2.7 - Les tabliers de base de pente (base-of-slope aprons)

Les tabliers de base de pente (*base-of-slope aprons*) sont des accumulations de sédiments **détachés de leur source** (**Figure 2.22 & 2.23**). Ils se forment au **pied d'un escarpement sous-marin**, caractérisé par un *bypass* et ou une érosion plus ou moins importante au passage des sédiments. Les lignes-temps se confondent le long de l'escarpement et les **corrélations directes de plateforme au bassin sont impossibles**. Les sédiments redéposés distalement de la zone de *bypass* viennent former des wedges en *onlap* contre l'escarpement (**Figure 2.23**).

L'escarpement peut être de différents types : **tectoniques** (mur de faille), **érosif** (cicatrice d'érosion) ou **hérité** (ancienne plateforme carbonatée, édifice volcanique) comme pour la marge carbonatée silurienne du nord du Groenland (Surlyk & Ineson, 1992) ou la plateforme Nicaraguayen actuelle (Hine et al., 1992). L'escarpement est souvent **abrupt** (35°-90°), mais peut être **plus faible** (10°). Durant la croissance verticale de la plateforme (aggradation-progradation), la transition d'une marge en accrétion à une marge en *bypass* arrive communément quand l'angle de repos des sédiments est atteint. La marge évolue alors en tablier de base de pente.

Le phénomène inverse est possible aussi quand le bassin se remplit et que le relief s'aplatit. Le paramètre critique contrôlant l'évolution des marges carbonatées est la vitesse de sédimentation sur la plateforme par rapport au domaine de bassin. Le façonnement de l'escarpement est régi par la combinaison de plusieurs facteurs comme l'aggradation de la plateforme, l'érosion, l'activité tectonique.

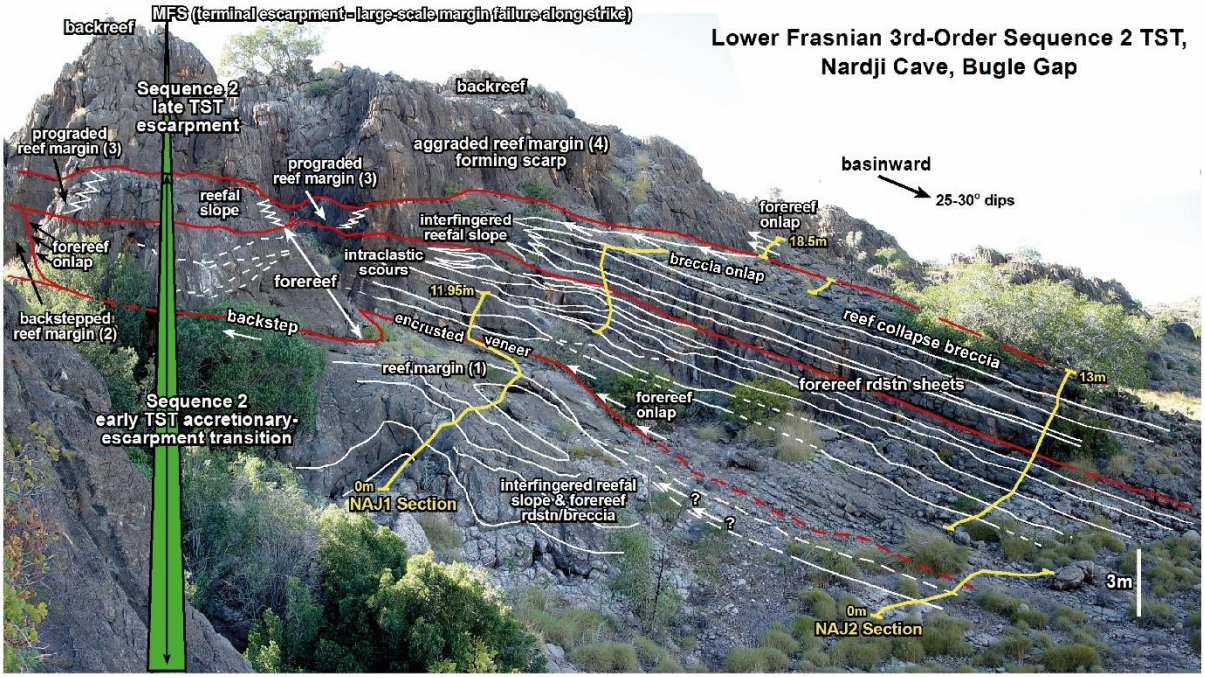


Figure 2.22. Architecture stratigraphique d'une marge de type *growth escarpment - base of slope apron* du Frasnien inférieur - Canning basin - Western Australia (Playton 2008).

La **taille de l'escarpement est très variable** pouvant aller de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres. L'échelle horizontale des systèmes en pied de pente sont eux aussi très variable pouvant aller de quelques centaines de mètres à plus de 100 km, comme le système Crétacé de la plateforme Apulienne ou la plateforme Frasnienne de l'Alberta (voir : Borgomano, 2000; Whalen et al., 2000; Hairabian et al., 2015). Suivant les systèmes la surface de *bypass* de l'escarpement est spatialement variable. Il peut être présent sur l'intégralité de l'escarpement ou n'en représenter qu'une partie. Dans ce dernier cas, le domaine de pente moyenne-inférieur peut être sédimentaire est incisé par des canyons, chenaux, ravines, ceci d'autant plus si l'angle est faible et le substrat boueux. Cela a été

décrit sur de nombreuses pentes modernes au sein des Bahamas (Schlager & Chermak, 1979; Crevello & Schlager, 1980; Grammer & Ginsburg, 1992; Grammer et al., 1993; Betzler et al., 2014).

La source du matériel resédimenté peut être très diverse : **1.** La source est étroitement liée à la nature de l'escarpement et aux processus contrôlant l'architecture et le profil de pente, **2.** La source peut être aussi bien un escarpement rocheux sous-marin, une pente boueuse, un plateau pélagique ou une plateforme (Surlyk & Ineson, 1992; Donatelli & Tramontana, 2013).

La morphologie des accumulations à la base de la pente est dépendante de la topographie antérieure et des processus syn-sédimentaire comme la tectonique active. Deux types de géométries ont été décrits **1.** *Wedge*, **2.** Lenticulaire :

1. Les géométries en wedge sont principalement le long des failles actives comme pour la succession Aptien supérieur – Albien, déposée au pied de la plateforme des Pouilles (Hairabian et al., 2015),

2. Les géométries lenticulaires sont présentes là où l'escarpement n'est pas ou peu contrôlé par l'activité des failles, comme pour le Jurassique inférieur du Haut Atlas, Maroc (Verwer et al., 2009).

En base de pente, les dépôts gravitaires forment des **nappes étendues** ou des **lobes** qui dépendent de la présence ou non de systèmes d'entonnoirs le long de la pente canalisant les écoulements. Au sein des nappes étendues, les chenaux de fond de bassin sont rares et déposés par des écoulements non confinés. Les lobes peuvent former des unités sédimentaires en éventail (c'est-à-dire des complexes de lobes) avec une architecture interne montrant des corps **lenticulaires amalgamés** (Borgomano, 2000; Ferry et al., 2015; Hairabian, 2015).

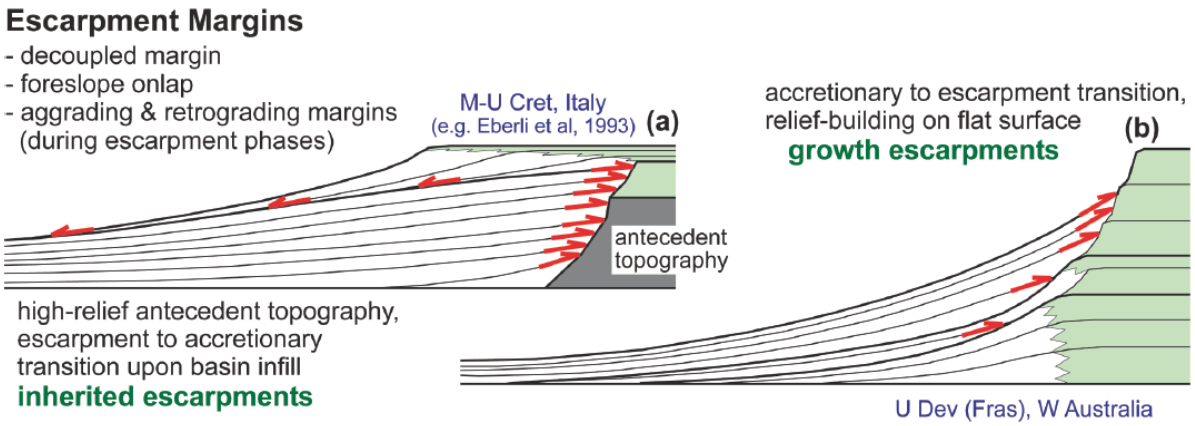


Figure 2.23. Architecture stratigraphique à grande échelle et terminaison sismique des marges en escarpement de dépôts associés en base de pente (base-of-slope aprons). La figure montre les variations dans l'évolution des strates et marges en accrétion (d'après Playton et al., 2010).

2.8 - Les éventails (fans)

Les *fans* carbonatés sont des systèmes de dépôt sédimentaire profond caractérisés par des éléments architecturaux comme : **(a)** les **chenaux-levées**, généralement situés le long de la pente et s'étendant parfois sur plusieurs kilomètres sur le fond du bassin, **(b) des chenaux de distribution**, **(c) les systèmes de lobes**. Les cônes carbonatés peuvent être classés en fonction de la granulométrie dominante des dépôts resédimentés et de la taille des éventails :

1. Dominés par les **débris ou à gros grains** avec un éventail de petite taille (**Figure 2.24**).

2. Dominés par les **grains ou à grains moyens** avec un éventail de taille moyenne (**Figure 2.24**).

3. Dominés par la **boue ou grains fins** avec un éventail de grande taille (**Figure 2.24**).

La plupart des études sur les éventails carbonatés se trouvent non loin de plateformes barrées (*shoal-rimmed platforms*) ou de plateformes ouvertes (*open-shelves platforms*) qui caractérisent au mieux morphologiquement les fabriques T et C.

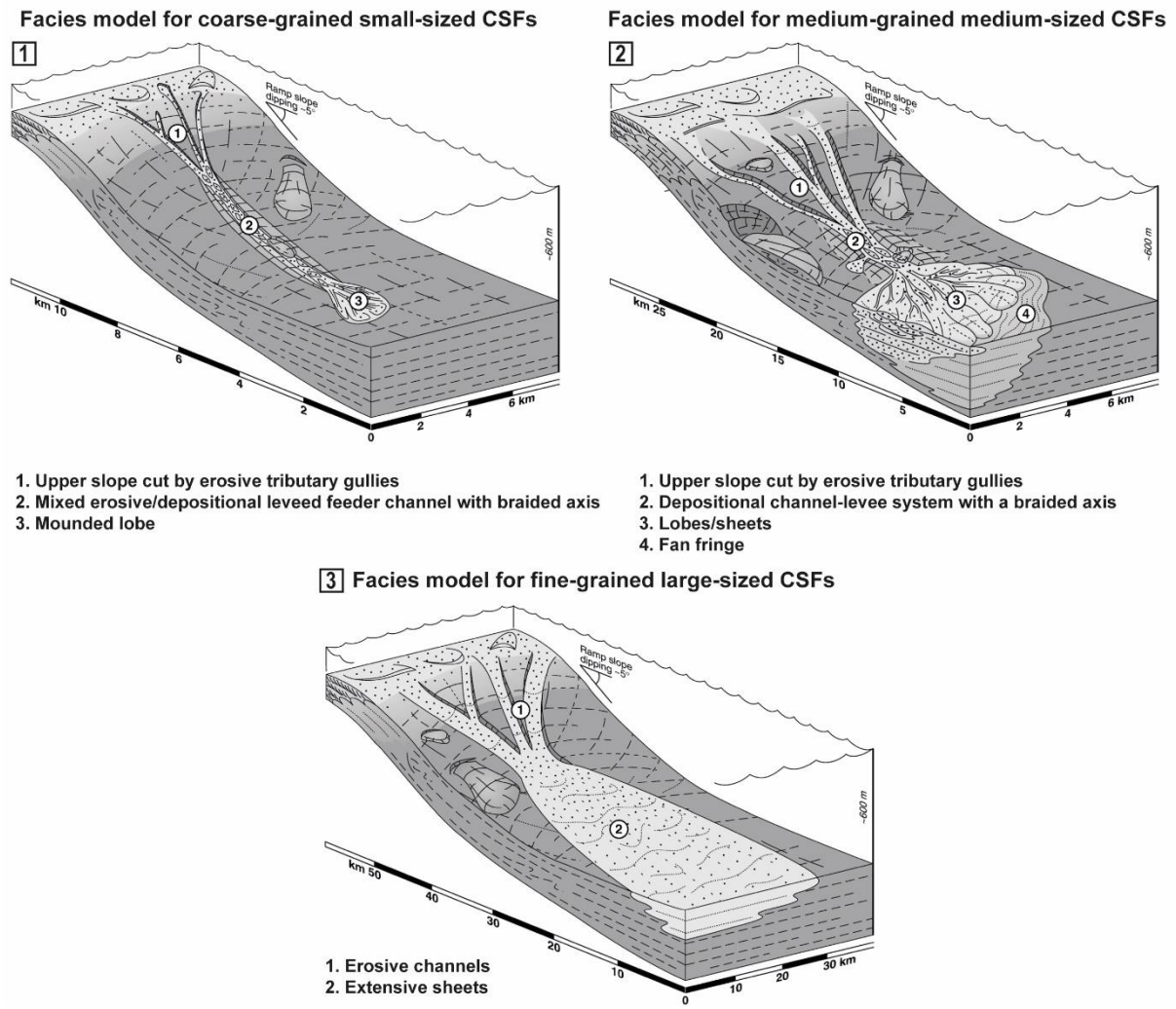


Figure 2.24. Les trois modèles d'éventails sous-marins calciclastiques proposés par Payros & Pujalte, (2008). Les éventails sont caractéristiques des systèmes de sources ponctuelles avec sédimentation canalisée. 1. Modèle de faciès pour les fans sous-marins calciclastiques à gros grains et de petite taille, 2. Modèle de faciès pour les fans sous-marins calciclastiques de taille moyenne et à grain moyen, 3. Modèle de faciès pour les éventails sous-marins calciclastiques à grains fins et de grande taille.

Les éventails carbonatés peuvent être présents à proximité de nombreux types de marges comme les marges en accrétion bordées de tabliers de pente et dominées par la boue et les grains, ou les marges en *bypass* bordées d'un escarpement sous-marin sans dépôt. La **nature à grain fin des dépôts le long du talus favorise les processus d'érosion sous-marins** (par exemple par des courants de densité), le développement de chenaux, de ravines et de canyons, et finalement le dépôt de lobes carbonatés au fond du bassin (**Figure 2.25**).

Dans le cas des marges en *bypass*, il est courant que les têtes de canyons et de ravines n'atteignent pas le **bord du plateau**. Selon Mulder et al. (2012b), le long de la pente occidentale du Grand banc des Bahamas, la déconnexion des canyons du bord du plateau carbonaté et l'absence de cicatrices de rupture à grande échelle à la tête du canyon suggèrent que les canyons sont formés par l'activité de **courants plongeants** qui atteignent le fond marin à 400 m de profondeur. Comme l'ont noté Mulder et al. (2012b), cette architecture de pente carbonatée diffère des modèles de pente carbonatée décrits par Playton et al. (2010).

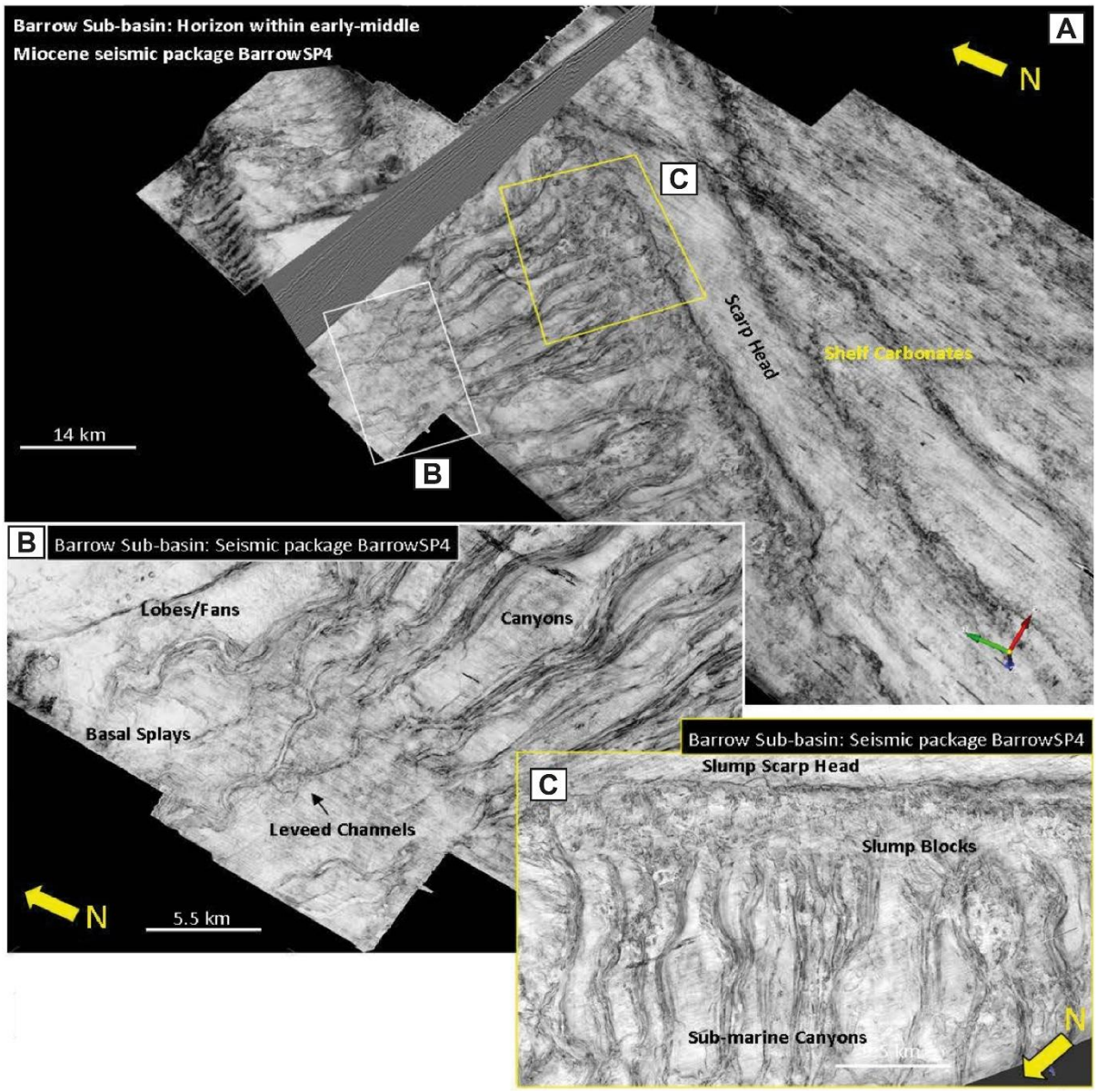


Figure 2.25. A. Carte d'attribut de cohérence sur l'horizon Miocène inférieur à moyen montrant une marge avec une barrière récifale continue et aggradante. C. La pente est incisée par des canyons de faible sinuosité qui sont espacés de 1-2 km B. Qui sont connectés en pied de pente avec un réseau de chenaux méandriformes et un système de lobe (Smith 2014).

La capacité/efficacité de transport des **flux gravitaires** de sédiments est liée à la **quantité de boue et à la taille des grains**. Ainsi, les différences notables en termes de taille et d'architecture sédimentaire entre les trois modèles sont le reflet du comportement différent des flux gravitaires respectifs. Par exemple, les systèmes de cônes sous-marins calciclastiques à gros grains et de petite taille sont caractérisés par le dépôt des sédiments dans les zones proximales dans des conditions de **haute énergie**. Dans de nombreux cas, les dépressions qui canalisent les flux gravitaires de sédiments carbonatés sont des vallées sous-marines ou des canyons contrôlés par la tectonique. La tectonique a aussi contribué au dépôt des éventails carbonatés en confinant les flux gravitaires de sédiments comme le décrit Recouvreur. (2021) au sein du Petit Banc des Bahamas pour le Great Abaco Canyon.

2.8.1 - Comparaison avec les éventails silicoclastiques

Comme l'ont suggéré d'autres auteurs (par exemple Ruiz-Ortiz, 1983; Wright & Wilson, 1984; Coniglio & Dix, 1992), les caractéristiques sédimentaires générales des (calciclastiques sub-marine fans) **CSFs** sont assez similaires à celles des modèles de faciès classiques dérivés de cônes silicoclastiques (Payros & Pujalte, 2008).

Le modèle d'éventail silicoclastiques riche en sable (*sensu* Reading & Richards, 1994) et le plus fréquemment cité comme le modèle de référence pour les CSFs. L'étude de Payros & Pujalte. (2008) montre que les CSFs sont beaucoup plus variés que dans la pensée commune. Ci-dessous sont listées les différences notables entre les éventails calciclastique et silicoclastique :

1. La taille des éventails silicoclastiques sous-marins est généralement **un ordre de grandeur plus grand que celui des CSFs** (**Figure 2.26**). De telles différences de taille pour les sédiments grossiers à fins résultent probablement de la plus **faible l'efficacité du transport** des sédiments calciclastiques par gravité par rapport à celle des sédiments silicoclastiques (Payros & Pujalte, 2008). En effet, ces derniers contiennent généralement de plus grandes quantités de minéraux argileux qui favorisent un transport plus long vers le bassin et donc des éventails sous-marins plus grands (Colacicchi & Baldanza, 1986; Colacicchi & Monaco, 1994).

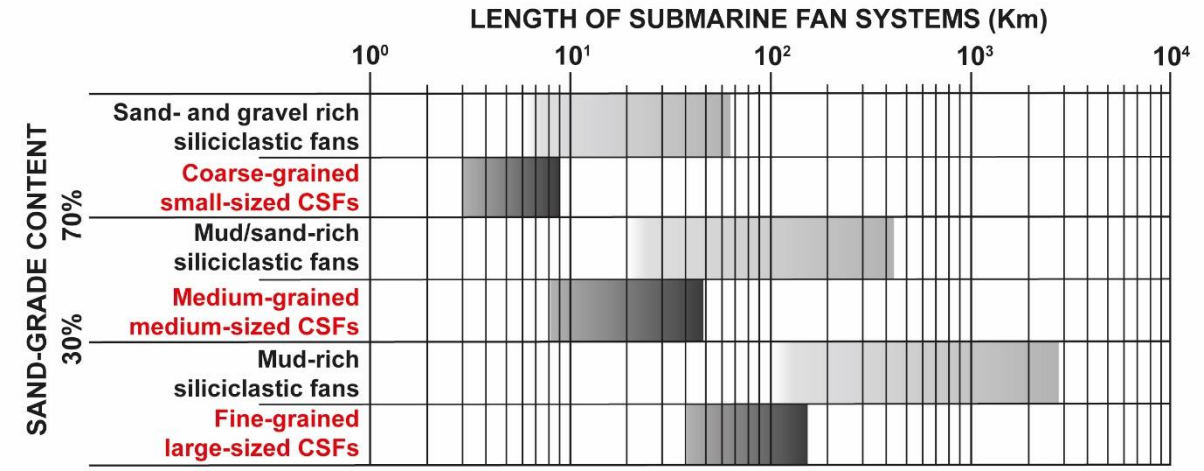


Figure 2.26. Comparaison des longueurs des trois types de CSFs avec celle de leurs homologues silicoclastiques. Les différences de taille, comme les différences sédimentaires, résultent probablement de la moindre efficacité de transport des flux gravitaires des sédiments carbonatés d'après Payros & Pujalte, (2008).

2. Les modèles de faciès définis sur la base de la teneur en sable montrent des différences notables dans les CSFs et les fans silicoclastiques. Par exemple les fans sous-marins silicoclastiques à grains fins ont des longs chenaux d'alimentation bien développés (Reading & Richards, 1994; Galloway, 1998; Bouma, 2000), alors que de tels chenaux sont manifestement absents dans les CSF à grain fin (**Figure 2.26**). Au contraire, le chenal d'alimentation est la caractéristique la mieux développée dans les CSF à gros grains avec des lobes de petites tailles, alors que les analogues silicoclastiques sont

caractérisés par des chenaux courts et des lobes bien développés (Shanmugan & Moila, 1991; Reading & Richards, 1994; Galloway, 1998; Bouma, 2000).

3. Les éventails sous-marins silicoclastiques sont généralement alimentés par un canyon de pente profondément incisé, alors que dans les CSF, de telles caractéristiques sont rares (Payros & Pujalte, 2008). Le **transfert de sédiments vers les CSF se fait généralement le long de chenaux de la pente supérieure qui se rejoignent en aval**. La plupart des éventails silicoclastiques sont alimentés par une source ponctuelle, tandis que les fans calciclastiques sont initialement alimentés à partir d'une **source linéaire**, bien que les écoulements convergents et conduisent à une source ponctuelle finale.

4. Selon Payros & Pujalte. (2008) le caractère des éventails sous-marins silicoclastiques est fortement contrôlé par le gradient de la pente : plus le gradient est faible, plus le grain est fin et plus l'éventail sous-marin silicoclastique est grand (Shanmugan & Moiola, 1991; Reading & Richards, 1994; Galloway, 1998; Bouma, 2000). Cependant, une telle relation ne s'applique pas aux CSFs, et le type de CSF semble être uniquement lié à la granulométrie des sédiments disponibles dans la zone source.

2.9 - Les facteurs de déclenchements et écoulements gravitaire

Les **systèmes carbonatés** oscillent entre de la **production carbonatée** qui est **conservé** sur les **lieux de production**, et d'autre part celle qui est **transporté à des distances plus ou moins importantes** (Colacicchi & Baldanza, 1986; Spence & Tucker, 1997; Payros & Pujalte, 2008). Les mécanismes de transport sont variables suivant les propriétés physiques des grains qui nécessitent d'une plus ou moins grande quantité d'énergie pour la mise en mouvement (Pomar & Hacq, 2016). À ce titre, deux classes de mécanismes de transport ont été identifiés : **1. Le transport lié à l'hydrodynamisme, 2. Le transport gravitaire** (Warrlich et al., 2002; Talling, 2014; Pomar & Hacq, 2016).

1. Les transports liés à l'hydrodynamisme correspondent à **l'énergie d'une masse d'eau en mouvement** (oscillatoire ou unidirectionnelle) qui a le pouvoir de remobilisation des grains précédemment déposés. La mise en mouvement de chaque type de grains (sa forme, sa masse) correspond à un **seuil énergétique** (Pomar & Hacq, 2006). Il n'existe qu'un seul type de grain pour un environnement donné, dont le seuil énergétique de mobilisation est supérieur au niveau maxima d'énergie atteint par la masse d'eau.

Le transport hydrodynamique est un facteur de contrôle très important du **profil de fabrique et de la géométrie des accumulations**. À l'inverse, il est un facteur mineur pour les **transferts de matériel de la plateforme vers les domaines distaux,** car l'augmentation générale de bathymétrie en s'éloignant de la plateforme correspond à une diminution de l'énergie disponible pour le transport hydrodynamique (Schlager, 2004). Par conséquent, le transport hydrodynamique ne peut pas aboutir seul à un export important de la production carbonatée vers les domaines distaux. Des phénomènes de courant de marée ou de densité peuvent bien entraîner un transport vers l'extérieur de la plateforme (Wilson & Roberts, 1992; Schlager, 2005; Pomar & Hacq, 2016), mais si ce transfert se poursuit, c'est généralement sous la forme d'un écoulement gravitaire.

2. Les transports gravitaires permettent un transport important de la production carbonatée vers les parties **plus distales du bassin**. Ces phénomènes de transports gravitaires concernent un volume fini de grains qui sont transportés en masse contrairement au transport hydrodynamique applicable aux grains individuellement (Busson, 2018). Les transports gravitaires correspondent à la transformation de l'énergie potentielle de gravité d'un volume donné de sédiment de l'état de déséquilibre mécanique en énergie cinétique (Talling, 2014). Il s'agit donc de mécanisme de transport inertiel, où l'énergie du mouvement est proportionnelle à la masse et au carré de la vitesse des sédiments transportés. La position topographiquement haute de la plupart des édifices carbonatés, en particulier les (factories) de type T, va favoriser la mise en œuvre de ces mécanismes (Busson, 2018).

Le transfert gravitaire peut être subdivisé en **trois processus successifs** : **1.** Tout d'abord le **mécanisme d'instabilité ou de rupture**, c'est-à-dire l'événement de mise en déséquilibre catastrophique. Il se caractérise par une géométrie particulière délimitant le volume déséquilibré et par la perturbation externe ou le changement interne du système qui a permis de passer d'un état de stabilité mécanique à un état d'instabilité (Busson, 2018). Il peut être la conséquence de processus de transport ou de remobilisation du sédiment par des facteurs hydrodynamiques comme détaillés ci-dessous (Piper & Normark, 2009; Talling, 2014). Dans ce cas le point important est celui de la création d'une condition **d'excès d'énergie potentielle** pour le volume concerné résultant en une mise en mouvement, **2.** Le processus de transport, **3.** Le dépôt associé à cette instabilité.

2.9.1 - Les mécanismes d'instabilité

Pour une description d'un évènement d'instabilité gravitaire, on peut travailler sur la zone source et en déduire le volume de matériel déstabilisé ainsi que les contraintes physiques mises en jeu en un temps donné, déterminant ainsi le mécanisme d'instabilité. Le mécanisme d'instabilité est largement sous le contrôle : **1.** Du fonctionnement de la fabrique de carbonate (carbonate-factory), **2.** De la géométrie de l'édifice carbonaté (Busson, 2018).

Plus le volume de sédiment déstabilisé est grand, plus la période de retour d'un tel évènement est longue (**Figure 2.27**). Ceci correspond à la **recharge du système** en sédiment, par rapport à un mécanisme d'instabilité d'échelle donnée. La vitesse de recharge du système en sédiment contrôle donc **le volume et la récurrence des transferts**.

Un même édifice peut faire l'objet de plusieurs types d'instabilité avec des volumes et fréquences largement différentes. D'après Busson (2018) un système en **accrétion** est **favorable à une instabilité très haute fréquence** des grains individuels de sédiments qui permet le maintien de la pente d'équilibre. Ce type d'évènements gravitaire **haute fréquence** et de **petite ampleur** est qualifié de **correction autocyclique** qui ne bouleverse pas l'organisation de l'édifice et des accumulations (Playton et al., 2010). Le cas contraire est aussi présent caractérisé par une remobilisation périodique à la suite des évènements hydrodynamiques ou sismiques qui sont récurrents. Les accumulations sont alors remobilisées partiellement ou entièrement, nécessitant une phase de recharge du système.

Au sens régional le système lui-même peut faire l'objet d'un pré-conditionnement de long terme en raison de plusieurs facteurs : **(a)** mise en place d'une géométrie, **(b)** des conditions mécaniques défavorables sous l'effet à plus long terme de facteurs externes. Dans ce cas, un volume important du système est amené dans une phase d'instabilité et de destruction. Ce processus amène à une longue phase de recharge sédimentaire. Le terme extrême de ce processus est un **effondrement catastrophique** sous l'effet de bouleversements tectoniques qui aboutit à une destruction complète de l'édifice et un arrêt de production carbonatée (Busson, 2018).

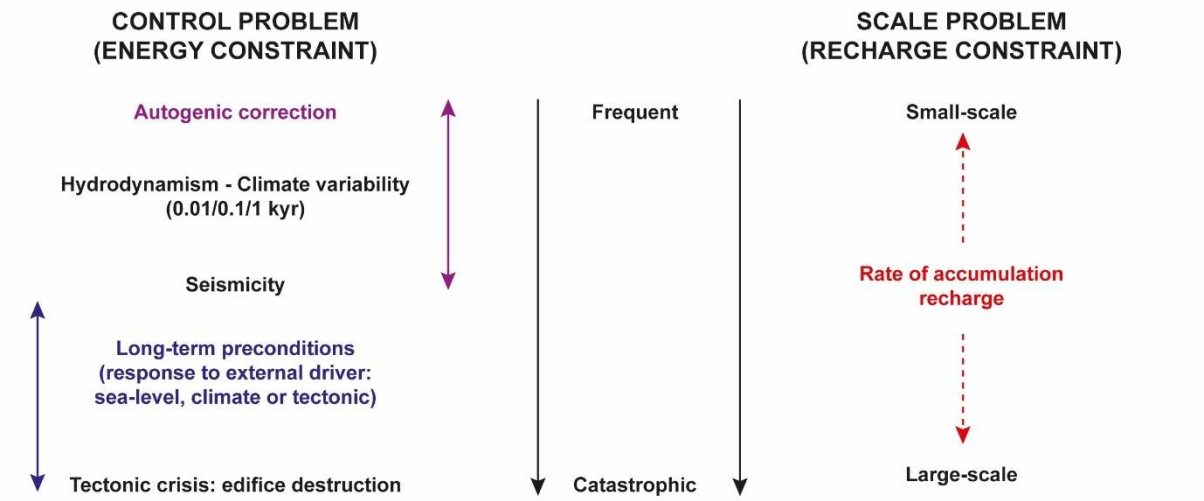


Figure 2.27. Schéma des relations entre l'échelle, la période de retour et les facteurs de contrôles d'un mécanisme d'instabilité dans un édifice carbonaté. La rapidité de recharge d'un système en matériel mobilisable est liée à la notion d'échelle de volume et de fréquence de déstabilisation (d'après Busson, 2018).

Deux facteurs primordiaux doivent être considérés pour l'analyse du mécanisme des transferts gravitaires dans l'espace et dans le temps. Ceci ne peut être compris qu'en considérant le jeu combiné des facteurs indépendants : **1. Les facteurs pré-conditionnant, 2. Les facteurs déclenchants.**

1. Les facteurs pré-conditionnant sont des phénomènes physiques dans l'état stable du système qui vont permettre qu'un volume au sein d'un ensemble mécaniquement stable puisse être **déstabilisé, sans pour autant suffire à déclencher l'instabilité** (Busson, 2018). Le pré-conditionnement peut être actif dès l'accumulation de sédiments, car ne rendant pas l'ensemble directement instable (Sultan et al., 2004; Leynaud et al., 2009). La notion de pré-conditionnement n'a vraiment de sens que pour une déstabilisation par effondrement gravitaire (**Figure 2.28**).

	GRAVITY INITIATION EVENT		HYDRODYNAMIC INITIATION EVENT		
Event	Small-scale failure	Large-scale failure	Liquefaction	Storm resuspension	Hyperpycnal off bank flow
Pre-conditionning	Oversteepening (depositional)	Weak layer Overpressure (sea-level, undercompaction, seepage) Oversteepening (depositional or tectonic)	(Bathymetry, topography, orientation)	(Bathymetry, topography, orientation)	(Bathymetry, topography, orientation)
Main trigger	Earthquake Rapid deposition Low tide Wave loading	Earthquake Extreme climatic event Gas liberation	Earthquake Wave loading	Wave loading	Tidal current Climatic event
Return period	0.0001 kyr - 1 kyr	0.01 kyr - 100 kyr	0.0001 kyr - ?	0.0001 kyr - ?	0.0001 kyr - ?
Volume	< 0.01 km^3	0.1 - 1000 km^3	< 0.01 km^3	< 1 km^3	?
Main resulting flow	Gravity flow or small mass slide	Slide or turbidites	Turbidites	Turbidites	Grain flow ? or turbidites (deposition oversteepening)

Figure 2.28. Illustration des principaux mécanismes d'initiation de transfert gravitaire par des évènements hydrodynamiques ou d'instabilités mécaniques (d'après Busson, 2018).

2. Les facteurs déclenchants sont des phénomènes qui vont apporter une **perturbation mécanique** au système comme une augmentation des forces motrices ou diminution de la contrainte effective suffisante pour une déstabilisation des masses préconditionnées à l'instabilité (**Figure 2.28**).

Les facteurs de pré-conditionnement et les facteurs déclenchants sont extrêmement nombreux et variés. La littérature en a proposé une grande diversité, souvent davantage à titre d'hypothèses géologiques qu'à la suite d'un calcul physique (Urlaub et al., 2013; Vanneste et al., 2014).

2.10 - Les processus de transport gravitaire

Lors d'une déstabilisation d'un édifice-accumulation sédimentaire il évolue en écoulement gravitaire qui transporte du matériel et le dépose sur la pente ou en pied de pente ou dans le bassin. La **transformation du volume** en un écoulement fait appel à des processus complexes qui sont encore aujourd'hui mal compris (Masson et al., 2006) (**Figure 2.29**). De nombreux auteurs comme Shanmugam, 2000; Mulder & Alexander, 2001a; Masson et al. 2006 ont proposé des classifications en fonction de la nature des modalités de ces écoulements selon différents paramètres.

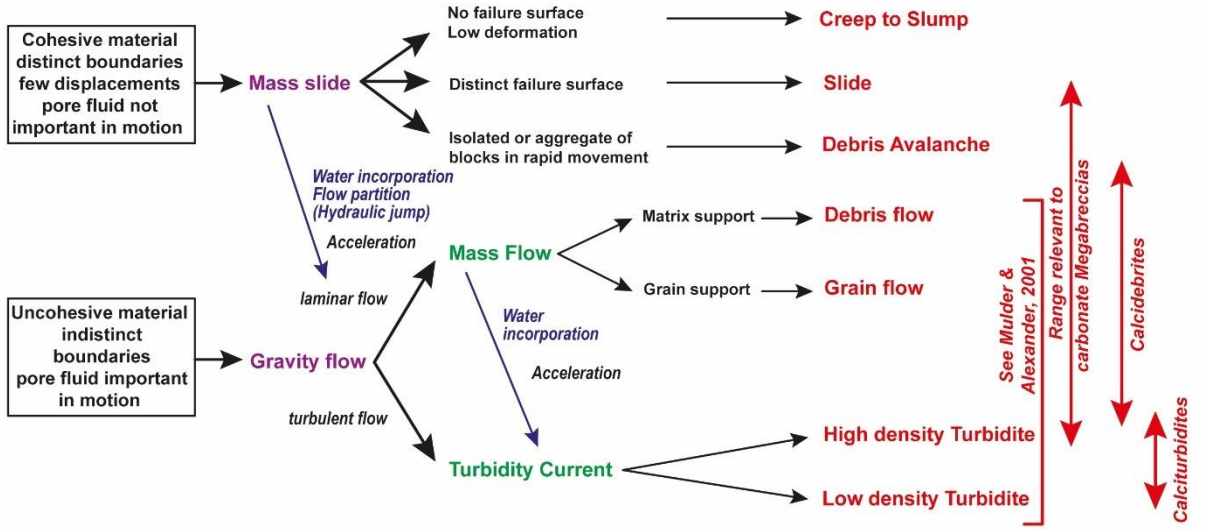


Figure 2.29. Classification des processus d'écoulement gravitaire (d'après Masson et al., 2006). A droite, les flèches indiquent les équivalences proposées pour les termes descriptifs classiquement utilisés pour décrire les dépôts carbonatés gravitaires : carbonate mégabreccias, calcidébrites, calciturbidites (d'après Busson, 2018).

2.10.1 - Les différents types de transport gravitaire

Au premier ordre, pour la distinction des différents types de transport gravitaire la nature cohésive ou non-cohésive du matériel transporté doit être analysée (Mulder & Alexander, 2001a; Masson et al., 2006). Deux types de phénomène sont alors distingués : **1.** Les glissements en masse, **2.** Les écoulements gravitaires : **1.** Les glissements en masse se caractérisent par le déplacement de **volumes sédimentaires qui sont homogènes** le long d'une surface de glissement. Plusieurs types de glissements en masse existent comme : les chutes de blocs, les glissements, le fluage. **2.** Les écoulements gravitaires se caractérisent par une **masse déstabilisée est totalement déformée et tend vers un comportement fluide**. Plusieurs types d'écoulement gravitaire se distinguent les écoulements laminaires : écoulement en masse soutenue par une matrice, la pression inter grains ou l'énergie libérée par les chocs entre grains et les écoulements turbulents : courants de turbidité de haute ou basse densité (voir la figure de Masson et al., 2006).

1. Les glissements en masse pour lesquels il est possible de faire la différence entre les glissements (*slide*) de **blocs** qui sont non déformés, plutôt **cohésifs** et **cassants**, **rotationnels** ou **translationnels** et les **avalanches de débris fragmentés** mais parfaitement **cohésifs**. Les avalanches de blocs correspondent à un écoulement de matériel consolidé sur des pentes raides notamment dans le cadre d'édifices carbonatés cimentés. Les *slumps* où la structure du matériel **cohésif** ou **meuble** est partiellement déformait (Masson et al., 2006).

2. Les écoulements laminaire ou turbulent pour lesquels différents types d'écoulements sont présents. Les coulées de **débris** (*debris flow*) qui ont un comportement **cohésif** qui transportent et déposent des faciès de **débrites boueuses**. Les écoulements **laminaires hyperconcentrés** ou **concentrés** supportés par la **pression des grains**, qui vont déposer des faciès **de débrites *grain-***

supported ou de **sables massifs**. De plus l'écoulement laminaire se caractérise par des **lignes de courant parallèles et bien distinctes**. L'écoulement se fait parallèlement à la surface, le potentiel érosif de ce type d'écoulement est faible à nul (**Figure 2.30**). Les écoulements turbulents de haute et basse densité où les grains sont entraînés par la composante verticale de la vitesse et qui conduisent à des dépôts montrant à la fois des mécanismes de transport tractifs et suspensifs, c'est-à-dire des turbidites au sens strict (Bouma, 1964; Middleton & Hampton, 1973; Shanmugam, 2000; Mulder & Alexander, 2001a; Talling et al., 2012). De plus, l'écoulement turbulent est, lui caractérisé par des lignes de courant qui se croisent et créent des tourbillons complexes. Son potentiel érosif est donc fort (**Figure 2.30**).

Les classifications qui sont énoncées ont été faites pour les systèmes clastiques. Ces classifications sont applicables aux carbonates, mais il faut considérer que les propriétés des grains carbonatés ne sont pas homogènes en termes de flottabilité, de densité et peuvent donc former des faciès géométries différentes de ceux classiquement obtenus avec des grains clastiques pour un même écoulement (Pomar & Haq, 2016; De Kruijf, 2018).

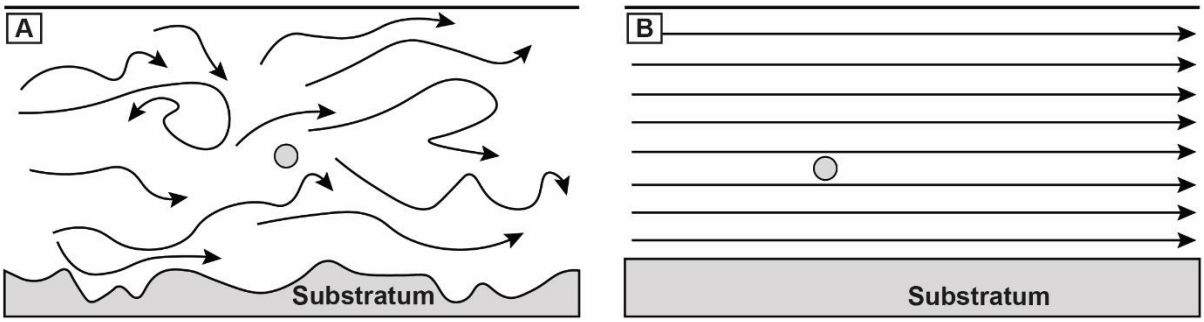


Figure 2.30. Schématisation des écoulements laminaires et turbulents. A. Ecoulement turbulent, B. Ecoulement laminaire, les flèches représentent les lignes de courant.

Histoire des premières découvertes des écoulements gravitaires : La caractérisation et la compréhension des phénomènes d'écoulement en domaine marin ne sont apparues que récemment dans l'histoire de la géologie, bien que l'idée soit mentionnée dès le **19ème siècle** dans le milieu lacustre, il a fallu attendre des études plus spécifiques des phénomènes pour avoir une compréhension globale. Les grandes avancées sur le sujet se sont faites tout d'abord par des études analogiques, grâce à la fabrication de modèles et de leurs analyses.

Les travaux de Kuenen en 1937, mais surtout de Kuenen & Migliorini (1950) sont novateurs, en effet se sont les premiers à utiliser le terme de (turbidites). Il est d'abord utilisé pour caractériser les dépôts de flysch des Alpes du Nord. Le terme restait tout de même loin de sa signification actuelle, mais lança une nouvelle branche dans la sédimentologie. Puis, les travaux initiés par Kuenen & Migliorini (1950) se sont complétés par Bagnold (1954) et suivis par Dzulynski (1965). Les avancées majeures dans le domaine seront faites, aussi, par l'étude sur le terrain des faciès et structures issues des processus décrits par les modèles. On peut citer entre autres, et par ordre chronologique, les travaux de Kuenen (1937), Bouma (1962) et Mutti & Ricci Luchini (1972).

Le dernier point important pour l'avancée des connaissances sur les phénomènes de courants turbides a été le recours aux méthodes d'actualisme, par exemple par Heezen et al. (1964). L'amélioration des connaissances sur les courants turbiditiques s'est donc fait grâce à une analyse sous trois angles, **1.** La modélisation, **2.** L'étude des sédiments anciens et enfin **3.** Le principe d'actualisme. Il existe de nombreuses classifications des écoulements gravitaires. Nous prendrons comme référence la classification de Mulder & Alexander (2001a). Les écoulements y sont classifiés en fonction de la concentration des éléments, leurs cohésions, ainsi que les types d'écoulement et les faciès types associés.

La coulée de débris (*debris flow*) est un mélange **hétérométrique** allant du bloc aux graviers dans une matrice silto-argileuse gorgée d'eau. C'est la matrice qui supporte les clastes (Hampton, 1972).

Les faciès associés sont des **conglomérats ou brèches** mal classées et à base érosive appelée débrites (**Figure 2.31 & 2.32**).

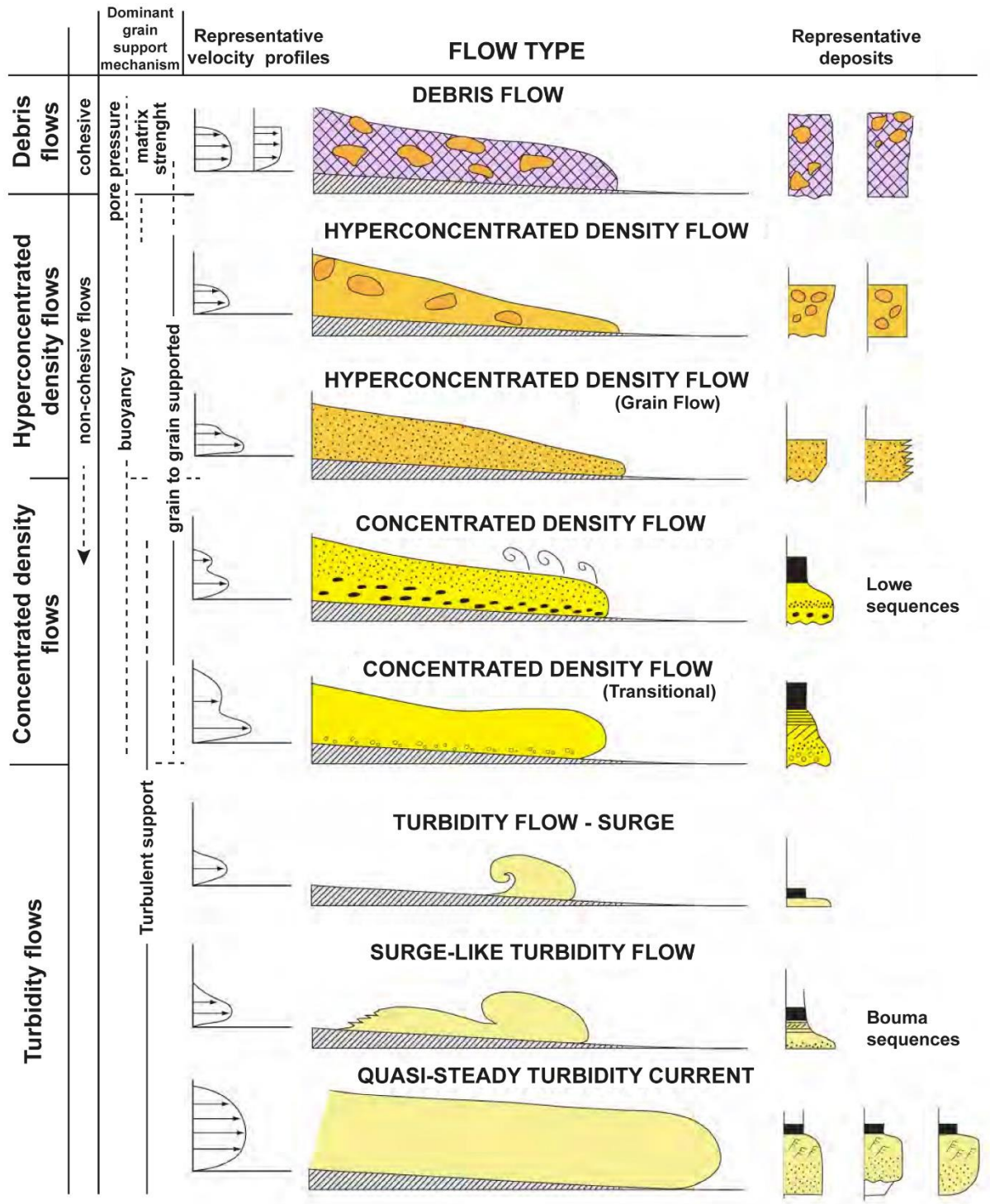


Figure 2.31. Synthèse des principaux types d'écoulements gravitaire et dépôts associés (d'après Mulder & Alexander, 2001a).

Les écoulements hyper-concentrés (*hyperconcentrated density flow*) sont des écoulements **laminaires** supportés par la **pression interstitielle** formée par la **collision des clastes**. Il existe de nombreux types d'écoulements hyper-concentrés en fonction de l'origine et de la nature de l'écoulement (Mulder & Alexander, 2001a) (**Figure 2.31 & 2.32**). Les faciès résultant de ces

phénomènes sont des **dépôts grossiers** à **base érosive**, parfois laminés et à figures d'échappement (Lowe, 1982).

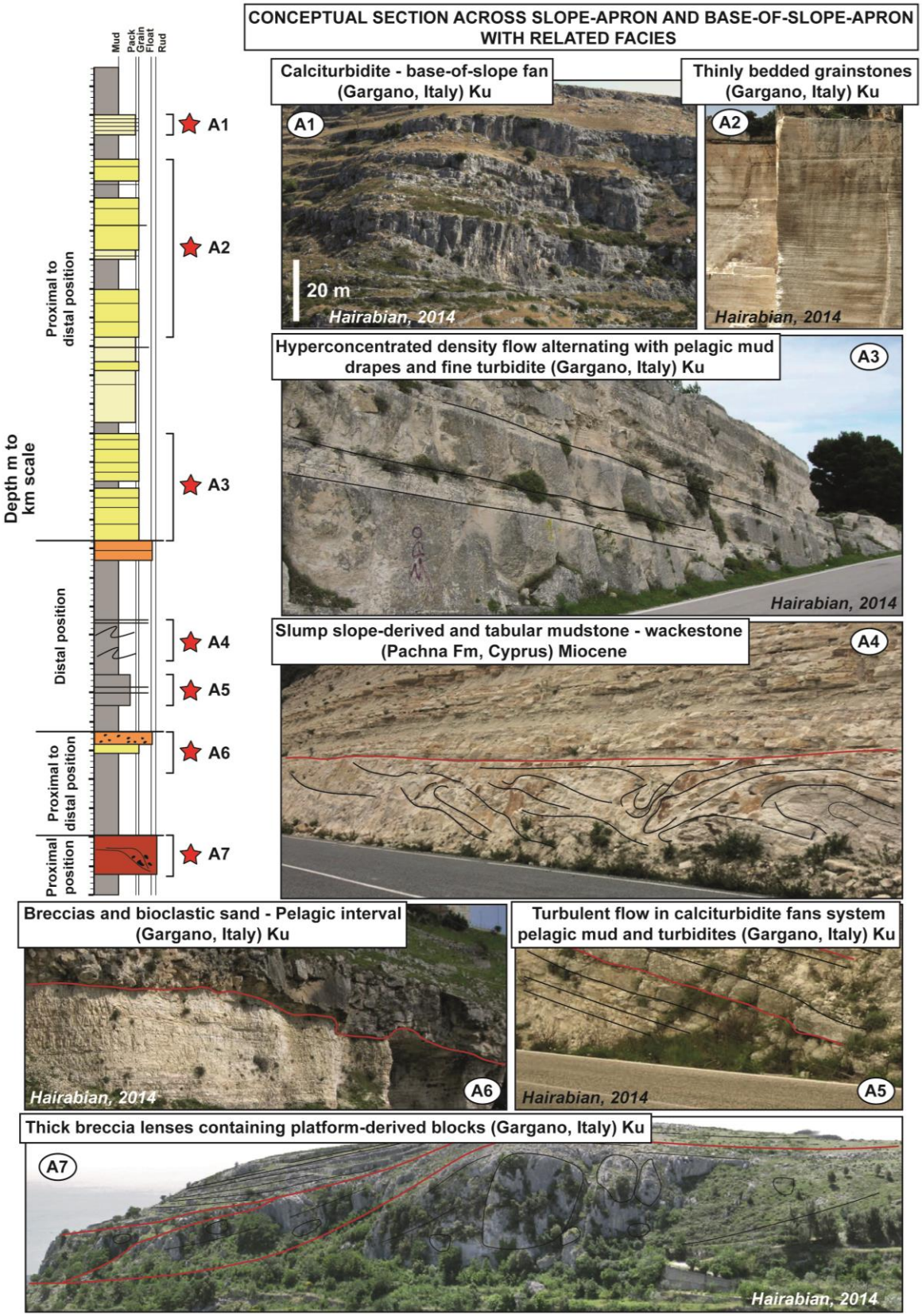


Figure 2.32. Séquence et dépôts types exportés pour des systèmes de marge de *base of slope apron* et *slope apron*.

Les coulées de particules (*grain flow*) sont des **avalanches** où **l'eau agit uniquement comme un lubrifiant**, et où les particules restent en **suspension** en raison des **collisions grains à grains** générés par l'écoulement turbulent. Les faciès associés sont massifs, sans structures et sont appelés **avalanchites** (**Figure 2.31 & 2.32**).

Les écoulements turbulents (*turbulent flow*) sont **non cohésifs** et comportent des particules **hétérogranulaires** en suspension dans un liquide turbulent. Ces écoulements peuvent atteindre de grandes vitesses et parcourir de grandes distances. Il existe une nomenclature selon la durée et le mode d'écoulement. Par exemple, les bouffées turbides (*turbidity flow surge*) sont des phénomènes extrêmement localisés dans le temps (de l'heure au jour) et l'espace (Ravenne & Beghin, 1983; Laval et al., 1988). Ce sont des écoulements transitoires dans lesquels les sédiments fins sont transportés dans une coulée avec une morphologie bien spéciale composée d'une tête, d'un cou, d'un corps et pour finir d'une queue (**Figure 2.31 & 2.32**).

Les courants de turbidités (*quasi-steady turbidity current*) sont de mêmes types que les bouffées turbides. Cependant, ils n'ont pas un **caractère éphémère, ils sont durables dans le temps grâce à une alimentation continue** (Mulder & Alexander, 2001a) (**Figure 2.31 & 2.32**).

Les courants hyperpycnaux sont des **écoulements gravitaires turbulents** prenant origine à l'embouchure des fleuves lors de **périodes de fortes énergies**, donc spécifiques aux environnements silicoclastiques. Le mélange d'eau douce et de sédiments est alors plus dense que l'eau du bassin dans lequel le mélange se déverse. Cela a pour conséquence une période de plongement puis d'une coulée sur le fond engendrant un courant turbide de forte énergie (Mulder & Syvitski, 1995). Les faciès associés à ce type d'écoulement sont appelés hyperpycnites et sont composés de trois grands ensembles. Un premier ensemble granocroissant traduit la montée en charge. Le deuxième ensemble traduit le pic de crue et peut être représenté par une surface d'érosion. Le dernier ensemble est une séquence granocroissante à la suite de la décrue (Mulder et al., 2001).

2.11 - L'export de sédiment suivant le type de carbonate (factory)

L'export des sédiments est variable suivant les (factories) carbonatées et est dépendant : **1.** Des **processus de production** sédimentaire de chaque (factory), **2.** De sa **morphologie**. L'interaction de la morphologie avec les variations du niveau marin, et changements climatiques est déterminante pour les processus de production dans le temps.

2.11.1 - L'export de sédiment pour la (T-factory)

La (**T-factory**) est caractérisée par **d'importantes fluctuations d'exports de sédiments**. Ce type de système atteint leur taux de production et d'export maximum quand les zones de productions sont positionnées dans la zone photique (Droxler & Schlager, 1985; Schlager et al., 1994). Cette phase est plus communément appelée ***highstand shedding*** (Schlager et al., 1994). Durant les périodes de bas niveaux marin les domaines de production sont exposés. Une forte réduction de quantité de sédiments produits et exportés vers les pentes et les bassins est observée (Reijmer, 2021).

Le **spectre granulométrique** est aussi impacté par les **périodes de haut et bas niveau marin**. Une **prédominance de sables** est notable pendant les périodes de **bas niveaux** et de **boues** pendant les périodes de **haut niveau marin** (Rendle-Buehring & Reijmer, 2005; Reijmer & Andresen, 2007) (**Figure 2.33 & 2.34**). De plus des variations faciologiques existent au sein d'une même plateforme en comparant les sédiments des marges au vent et sous le vent (Rendle-Buehring & Reijmer, 2005). L'export de sédiments entre la marge au vent et sous le vent impact les modèles de progradation et d'aggradation comme il est illustré sur le Great Bahama Bank (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989).

La (**T-factory**) peut être défini comme **exportant abondamment** des sédiments des zones peu profondes vers les pentes et les bassins. Les distances d'export peuvent atteindre **50 km** et plus comme le montre par exemple les études : du Pedro Bank (Caraïbes) par Eberli & Ginsburg (1989) ou de Jorry et al. (2020) sur les Glorieuses (sud-ouest de l'océan Indien). Reijmer (2016) qualifie le système global T de sédimentation comme étant étalé.

2.11.2 - L'export de sédiment pour la (CWC-factory)

La (factory) de type **CWC** est caractérisée par un système ayant la capacité de construire des édifices sédimentaires de **dizaines à centaines de mètres de hauteur** à des profondeurs d'eau variables **sous la base de l'action des vagues** de houle de tempête. Ce type de systèmes est constitué d'une structure corallienne produisant des graviers grossiers soutenu avec une large variété de biotopes (Dorschel et al., 2007; Huvenne et al., 2009; Fink et al., 2013). L'export de sédiment dans ce type de systèmes est limité aux zones proches de la production (Reijmer, 2021) (**Figure 2.33**).

2.11.3 - L'export de sédiment pour la (C-factory)

La (**C-factory**) est caractérisée par un modèle de distribution des sédiments dans lequel les **vagues et courants sont prédominants**. Le dépôt de sédiments est effectué **sous la base de l'action des vagues** avec une forte dispersion des sédiments vers les zones profondes (Reijmer, 2021). Globalement, le modèle de sédimentation est qualifié de **mouvant** car très **impacté par les variations de courants et des vagues qui contrôlent les dépôts centres** (Reijmer, 2016). Une analogie concernant la réponse sédimentaire est possible entre les systèmes silicoclastique et la (**C-factory**) par rapport aux changements du niveau marin. La présence dans les vallées encaissées influencée par les marées ainsi que le remplissage de c'elle ci par ces sédiments illustrent ce comportement silicoclastique (Wallace et al., 2002; Mitchell et al., 2007; James et al., 2014). Les *wedges* sédimentaires sur la plateforme extérieure qui résultent des vagues et courants transportant les sédiments produits témoigne du caractère mobile du système (Saxena & Betzler, 2003) (**Figure 2.33**).

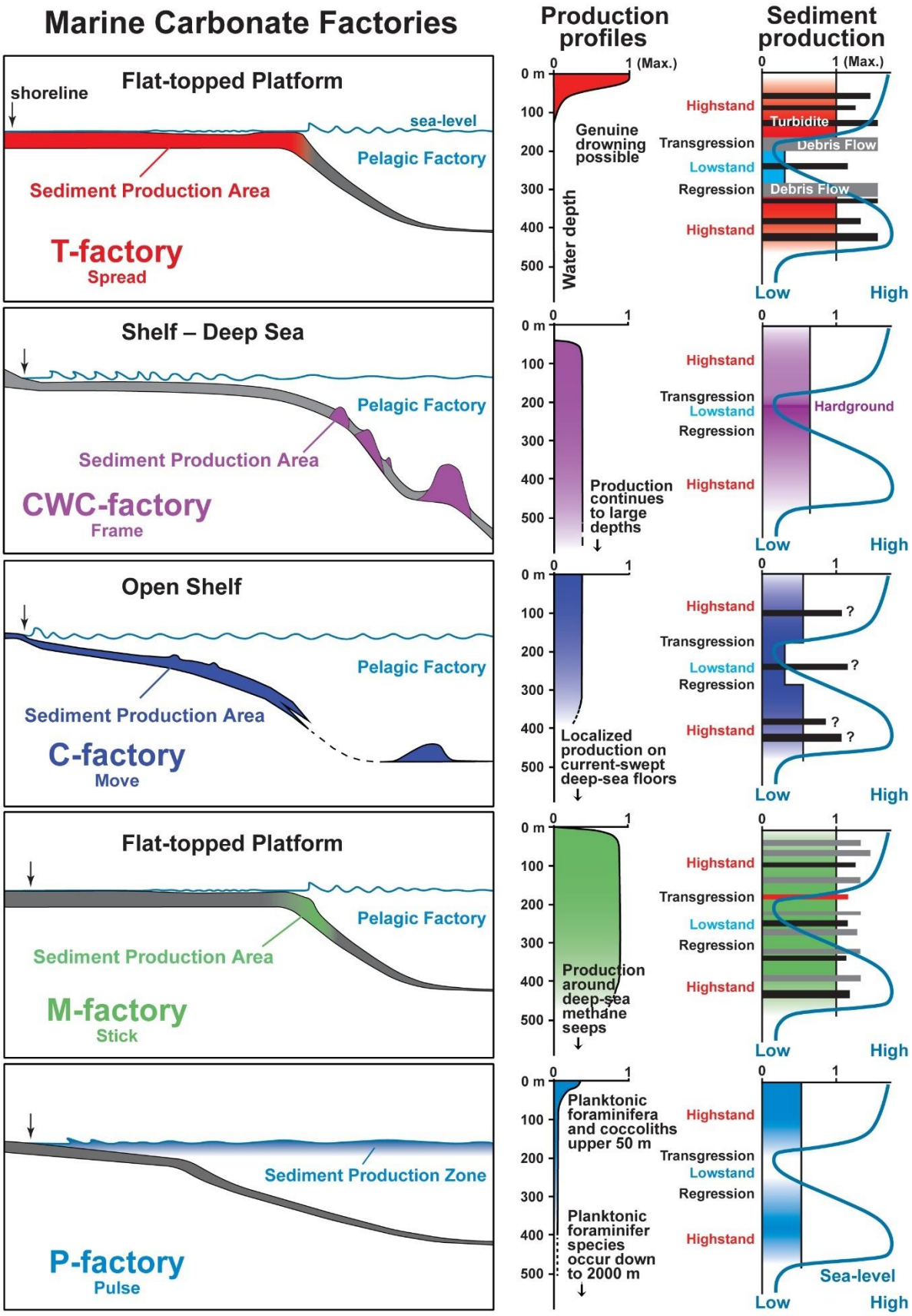


Figure 2.33. Caractéristiques individuelles carbonate (factories), couvrant les profils des plateformes, les fenêtres de production individuelles et les variations d'export de sédiments. L'usine T révèle de fortes variations dans la production et l'exportation de sédiments entre les bas et hauts niveaux marins, en raison de la fenêtre de production de sédiments dépendant de la lumière qui interagit avec la géométrie de la plateforme à sommet plat. La

transgression et la régression sont des transitions nettes. L'usine CWC montre des variations subtiles dans la production de sédiments liées aux variations de l'apport en nutriments pendant les changements du niveau de la mer. Le fond dur pourrait marquer l'intervalle de transgression, la transition entre le bas niveau de la mer et le haut niveau. L'usine C illustre un système de plateforme ouvert, une large fenêtre de production sédimentaire et une production sédimentaire restreinte pendant les périodes de bas niveau de la mer et des dépôts de haut niveau étendus mais plus minces. L'usine M, dont seule la plateforme à sommet plat est représentée, présente une large fenêtre de production et un export de sédiments assez continue. La transgression peut présenter une surface marquée (Della Porta et al., 2002, 2004). L'usine P représente l'apport de sédiments carbonatés en haute mer, la production principale de sédiments dans la zone photique (d'après Reijmer 2021).

2.11.4 - L'export de sédiment pour la (M-factory)

La (**M-factory**), du fait de sa dominance **microbienne** avec un système de cimentation précoce en combinaison avec une dominance de sable, grains grossiers et blocs (Kenter et al., 2005; Van der Kooij et al., 2010; Playton & Kerans, 2018), a la capacité de construire des **pentes abruptes**. Le terme de production de sédiments *stick* est lié à la dominance de **l'activité microbienne et des processus diagenétiques associés**. Ce qui entraîne une production de sédiments assez **continue dans le temps** et un **faible export** de sédiments vers les bassins environnants (Reijmer, 2016) (**Figure 2.33 & 2.34**). Le terme *slope shedding* viens d'une production assez continue de sédiments sur la pente supérieure de la plateforme (Kenter et al., 2005).

L'export de sédiments de la (**M-factory**) est un **flux continu** de grains indépendamment des fluctuations du niveau marin. Ce processus a été mis en évidence par les variations de la composition des sédiments au sein d'une vaste série de dépôts par écoulement gravitaire du Trias supérieur (Alpes calcaires du Nord, Autriche ; Reijmer et al., 1991, 1994), où les couches sédimentaires individuelles démontrent la présence ininterrompue de grains dérivés des domaines de la pente supérieure à la marge de la plateforme.

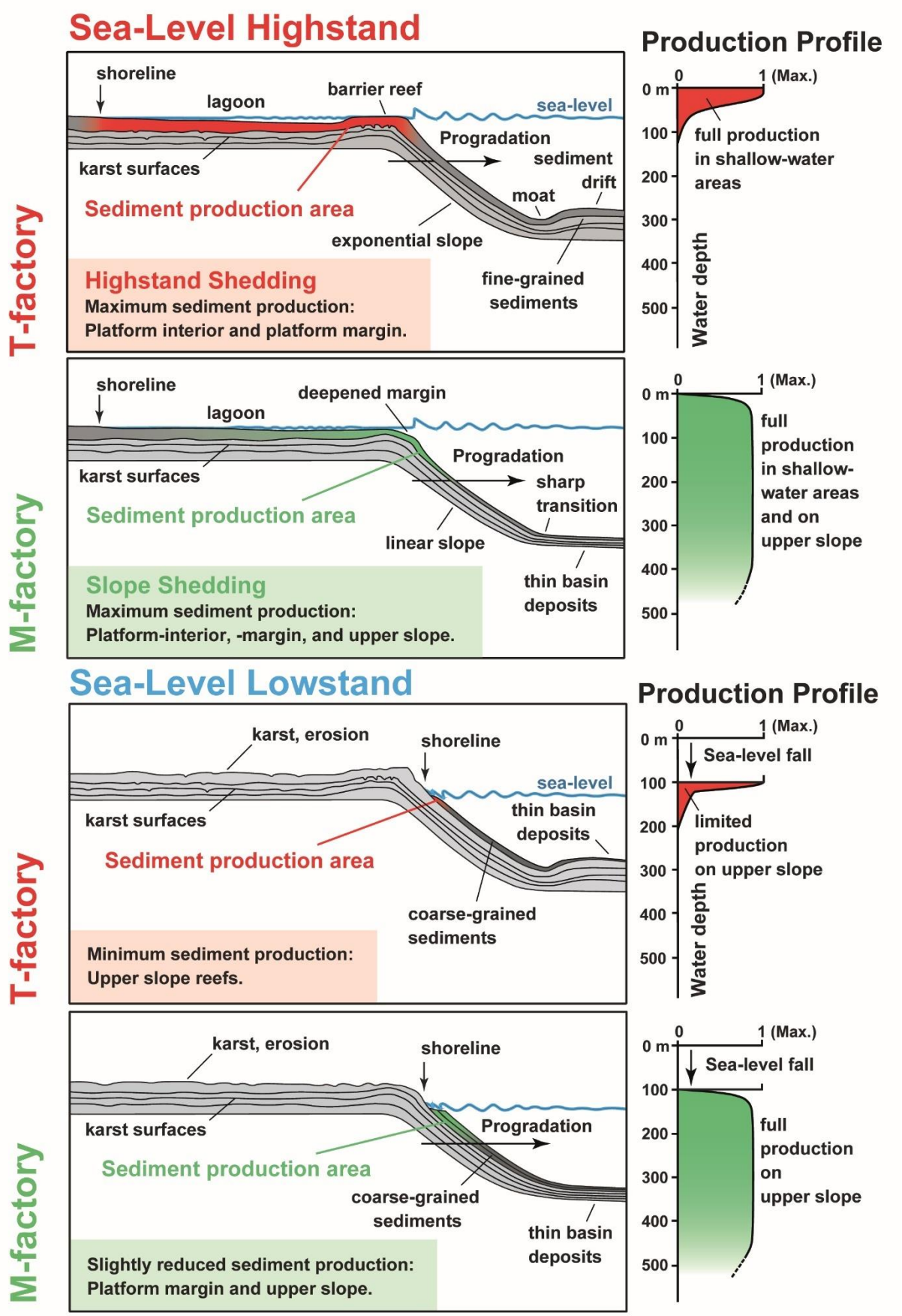
Par conséquent, les dépôts des écoulements gravitaires ne présentent **pas de variations drastiques de composition**, comme c'est le cas pour les dépôts par écoulement gravitaire de type T, qui sont liés aux variations du niveau marin (par exemple Haak & Schlager, 1989; Reijmer et al., 2012, 2015).

2.11.5 - L'export de sédiment pour la (P-factory)

La (**P-factory**) présente des **variations saisonnières** dans la production de sédiments, c'est-à-dire l'abondance de coquilles et/ou de grain squelettiques produits. Le terme de production sédimentaire *pulse* a donc été attribué à cette usine (Reijmer, 2021) (**Figure 2.33**). Les variations des taux sont dépendantes du domaine océanique, de la disponibilité des nutriments, des températures de l'eau et de sa chimie (Hemleben et al., 1989; Schiebel & Hemleben, 2005). Ainsi, l'export de sédiments équivaut dans une large mesure à la production de sédiments (Reijmer, 2021).

Figure 2.34. Les systèmes d'usines T montrent de grandes zones de production (marquées en rouge) situées dans la zone photique pendant les hauts niveaux marins (voir le profil de production) ce qui entraîne des taux élevés de production et d'export de sédiments. La production et l'export sont fortement réduits en raison de la réduction importante de la taille de la zone de production de sédiments située dans la zone photique pendant les périodes de bas niveau marin. Le profil de production montre l'interaction entre la zone photique et l'angle de pente avec une réduction de la taille de la zone de production de sédiments pendant les périodes de bas niveau marin. Ce modèle d'export de sédiments est appelé "highstand shedding" (Droxler & Schlager, 1985). L'export des sédiments de la marge de la plateforme est dominé par des grains de taille sableuse alors que les sédiments du sommet de la plateforme sont plus dominés par la boue. La principale zone de production de sédiments des systèmes d'usine M est située sur le haut de la pente et, par conséquent, les modes de production et d'export des sédiments en haut et en bas de la pente ne diffèrent pas de manière significative. Les profils de production restent presque les mêmes pour les hauts et les bas niveaux marins. Ce mode d'exportation sédimentaire assez continu est appelé slope

shedding (Kenter et al., 2005). L'usine M est dominée par le sable et les gravats comme le montrent les pentes raides et droites (Kenter, 1990; Schlager & Reijmer, 2009; Adams & Kenter, 2013) (d'après Reijmer 2021).



2.12 - Synthèse

Dans cette partie, une synthèse du ***(Chapitre II)*** est faite s'intéressant aux différents paramètres affectant la sédimentologie en domaine carbonaté, dans le but d'identifier les liens entre les caractéristiques d'édification des plateformes carbonaté et l'export de matériel afin de générer des accumulations distales. Dans cette partie, nous ne traiterons que de systèmes carbonatés de type T (*T-factory*) et du lien plateforme/bassin.

Deux grands types de facteurs de contrôle existent : ce sont les facteurs **environnementaux** qui jouent sur l'accommodation dite physique et **régionaux** qui à leur tour jouent sur l'accommodation dite écologique (**Figure 2.35**). La **fabrique T** a comme facteur dominant la lumière et la température de l'eau. Ce qui implique que le profil de production diminue fortement avec la profondeur. De plus, la pénétration de la lumière fluctue dans les océans allant d'un maximum de **45** à **140 m**, pour le cas des Bahamas nous sommes autour des **45 m** (Schlager, 2005). L'interaction entre la surface et la profondeur de pénétration de la lumière contrôle le taux et le type de production de sédiments ce qui implique que la *factory* de type T est formée généralement d'une plateforme plate avec des pentes assez raides car liée à la zone saturée en lumière. La *factory T* est extrêmement sensible aux changements du **niveau marin**, une faible baisse a le pouvoir d'éliminer la majeure partie de la zone de production donc de la production comme ceci a été identifié pour les Bahamas par Busson (2018) pour le Quaternaire.

L'hydrodynamisme est un facteur très important sur la productivité, l'érosion et le transport. Les marges au vent ont généralement des taux de production récifale plus importante que les marges sous le vent et des angles de pente plus importants, car la morphologie des récifs s'adapte par rapport à l'action des vagues. De plus, ce facteur joue sur l'érosion et le transport impliquant qu'il y a un impact sur le type et taux de sédiments qui sont exportés de la plateforme. Des taux de production qui sont exportés de la plateforme plus important sont attendus sur les marges sous le vent, avec une proportion plus boueuse (la boue est remobilisée par les courants sur la plateforme), que pour les marges au vent où la production récifale est plus importante. Ceci implique que lors de la description d'une marge sa position ou paléo-position relative par rapport au vent dominant est à prendre en compte.

La **taille de la plateforme et la topographie du système** sont des facteurs qui impactent aussi largement la production et l'export. Les plateformes de grande taille et de faible pente comme les systèmes carbonatés crétacés de la plateforme arabe, présentent vraisemblablement un hydrodynamisme interne extrêmement faible ne favorisant pas un export important. De plus, ce type de système produit de grands volumes de sédiments car ayant une surface de production gigantesque, mais présente des taux de production instantané beaucoup plus faible que pour des systèmes ayant une topographie plus importante. Ceci est à mettre en lien avec la surface de production potentielle. Les systèmes ayant des pentes importantes sont donc plus sensibles aux variations du niveau marin que les systèmes de faible pente. Ceci implique que l'enregistrement sédimentaire pour les systèmes de faible pente sera plus continu dans le temps que pour les systèmes ayant de fortes pentes.

Les facteurs **environnementaux et régionaux** jouent sur le type de production (de type péloïdale, récifal, boueuse, avec des grains etc..), et sur son export. Le type de sédiment qui est produit et donc exporté boue / grain a une réponse sur l'angle de la pente. En règle générale, plus l'angle de pente est important, plus la part de grain la formant l'est aussi. Ce qui revient à dire que plus la production dominante est faible en boue plus l'angle de réponse de la pente sera important.

L'angle de pente donne des indications sur le matériel qui est produit et exporté, mais n'est pas une probité, car de forts angles de pente sont envisageables pour des systèmes dominés par la boue et par des grains. Dans la suite de ce paragraphe, les différents types de système de pente suivant leurs angles, matériels et processus sédimentaire sont décrits.

En premier lieu, il existe deux types de systèmes de pente qui sont dominés par la boue : **1.** *Low-angle mud dominated slope apron*, **2.** *High-angle mud dominated slope apron*. Le premier cas

correspond ***low angle mud dominated slope apron*** à des systèmes qui ont des angles de pentes qui varient entre **< 1°** et **3-4°**. Ils sont généralement des rampes comprenant des plateformes à sommet plat, au premier stade de croissance. Au vu du faible angle de pente, le flux sédimentaire est piégé sur la rampe externe conférant un style d'aggradation de la rampe. Le second cas (*high-angle mud dominated slope apron*) lui correspond à des systèmes avec des angles de pentes qui varient entre **3-4°** et **15°**. Au sein de ces systèmes le flux sédimentaire *bypass* la pente et l'accumulation se fait en pied de pente. Dans ce cas l'export empreint des ravines et canyons qui sont développés sur des pentes dominées par la boue. Ces voies sont souvent en *bypass* et le flux sédimentaire qui les empreintes se dépose sous la forme de lobes.

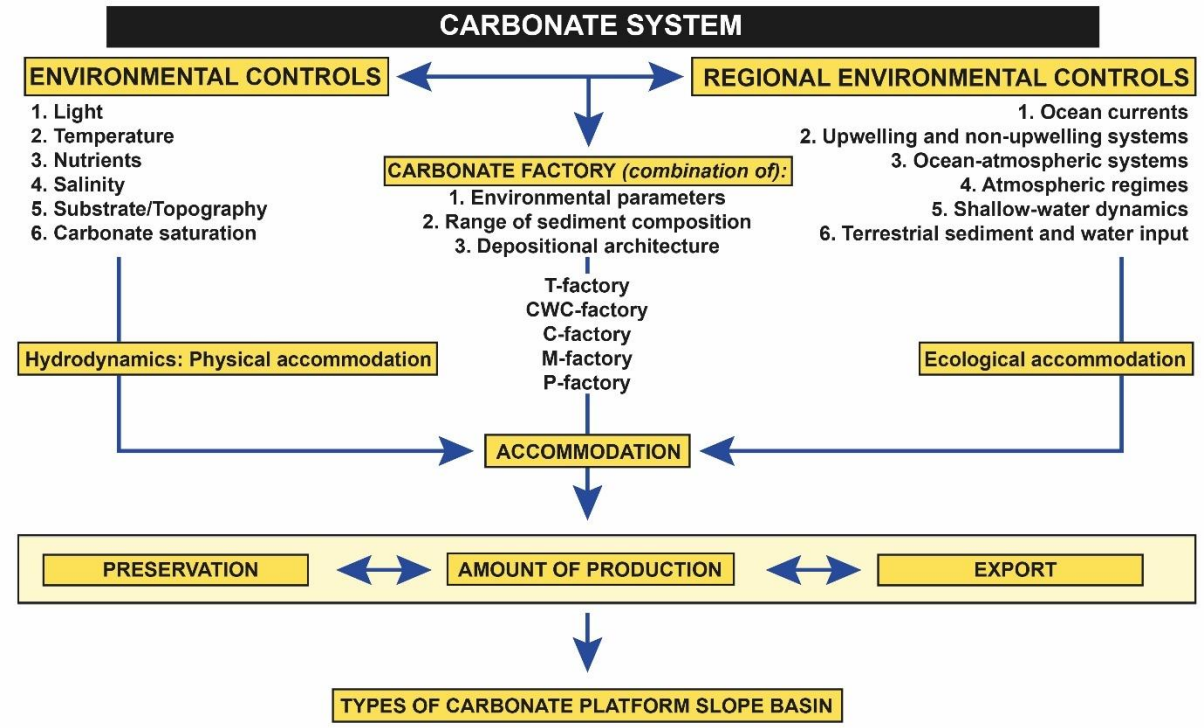


Figure 2.35. Synthèse des systèmes carbonatés qui se met en place en réponse à l'interaction entre de multiples facteurs. Cette interaction détermine la réponse stratigraphique du système dans un environnement donné.

Les systèmes de type ***grain-dominated slope apron*** : ce type de système a une pente qui est dominée par les grains. Il est caractérisé par des plateformes à sommet plat qui sont bordées de complexe de hauts-fonds (squelettiques et non squelettiques) et de rampes à pente distale. Comme dit précédemment la prédominance des particules de sable dans les clinoformes produisent de forts angles de pente qui varie entre **10°** et **25°-30°** (Kenter, 1990; Adams & Kenter, 2013). Leurs hauteurs sont rarement supérieures à 500 m et leurs longueurs de quelques centaines de mètres à 1-3 km. Morphologiquement, le talus est de petite taille, abrupte, granulaire et le domaine distal présente de faibles angles de pente et est dominé par de la boue.

Dans ce cas, afin de bien définir la répartition des grains, il est nécessaire de faire une analyse plus fine de la morphologie de la pente : Une pente de type sigmoïdale traduit une diminution du sable vers le bas des clinoformes, une pente de type plane a des granulométries assez homogènes au sein de la pente mais une rupture faciologique a lieu en pied des clinoformes (Adams & Kenter, 2013). L'activité gravitaire est de plusieurs types au sein de ces systèmes : **1. Des coulées de débris** issues de l'effondrement de pente en relation à un équilibrage du profil de pente. Ces évènements sont assez rares mais peuvent fournir de grands volumes de sédiments en pied de pente. **2. Des écoulements gravitaires** de type avalanche de grains, écoulements hyperconcentré et turbulents qui sont eux plus récurent dans le temps. En résumé une part importante de la production de la plateforme *bypass* la pente et une accumulation granulaire a lieu en pied de pente sous forme de lobes ou nappes.

Les systèmes de type ***high-angle debris dominated slope apron*** : Ce type de système a une morphologie typique, car ayant une plateforme a somment plat qui est bordée de récifs formant une barrière continue au niveau de la rupture de pente. Les parois récifales peuvent dans ce cas atteindre des angles jusqu'à **90°**. Un réajustement de l'angle de pente a lieu de façon erratique dans le temps sous forme de chute de blocs et avalanches qui forment des clinoformes à fort angle. Les parties supérieures et moyennes de la pente ont des déclivités très variables pouvant être de **15** à **50°** et **80°** le long des récifs (Reolid et al., 2014). En s'attardant sur la forme de la pente ce système a préférentiellement des clinoformes de forme exponentielle et plane.

Remarque : Ce type de système d'export distal n'est pas forcément le plus efficace pour le piégeage de fluide (hydrocarbure) ou pour le stockage de CO_2 car l'accumulation en zone distale est connectée à la plateforme qui est souvent poreuse et induit des problématiques de fuite. Dans ce cas, la composante de piégeage stratigraphique n'est pas recommandée, mais une contrainte structurale post dépôt déconnectant le système distal au proximal est plus envisageable.

Dans ce paragraphe, on décrit les systèmes de type ***base of slope apron*** : Dans ce type de système, une déconnexion entre la plateforme et le bassin est observable. L'escarpement déconnectant la source et le *sink* est en érosion et ou *bypass*. Les sédiments en pied de pente forment des *wedges* en *onlap* sur cet escarpement. La génération de cet escarpement est diverse et on en distingue trois types : **1. Tectonique** (mur de faille), **2. Erosif** (cicatrice d'érosion) et **3. Hérité** (ancienne plateforme carbonatée, édifice volcanique). L'angle de pente de l'escarpement est variable mais souvent fort **35-90°** et sa taille est elle aussi variable de quelques centaines de mètres à plus de 100 km. La zone de *bypass* de l'escarpement est elle aussi variable dans l'espace, c'est-à-dire qu'elle peut être présente sur l'ensemble de celui-ci ou n'être présente que sur une partie. Dans ce cas la pente moyenne/inférieur est incisée. Le degré d'incision est fonction du type de sédiment présent et de l'angle de déclivité celui-ci (un faible angle de pente et un substrat boueux sont très favorables à l'incision) comme aux Bahamas. De plus au cours de la génération d'un système carbonaté il est commun qu'un système passe d'une marge de type ***slope apron*** à ***base of slope apron***. Ceci arrive quand l'angle de repos des sédiments est atteint. La marge évolue donc en système de base au slope.

L'inverse est aussi possible : quand le bassin se remplit le relief devient plus plat. Ces observations nous montrent que le paramètre qui contrôle l'évolution des marges est la **vitesse de sédimentation sur la plateforme** par rapport au domaine distal donc le taux de production qui est préservé sur la plateforme par rapport à ce qui est exporté dans les domaines distaux. Les types de faciès et d'écoulement/processus sont très variés. La source peut être diverse car elle est liée à la production sur la plateforme et à son export, mais aussi à la nature de l'escarpement et aux processus contrôlant l'architecture de celui-ci. Il est possible de retrouver des blocs issus d'un escarpement récifal dans une sédimentation péloïdale issue de la plateforme. En pied de pente, les dépôts forment des **lobes** ou **nappes**. Ce processus est dépendant de système chenalisant le long de la pente, canalisant les écoulements. Les éventails peuvent être présents à proximité de nombreux types de marges mais aussi très distalement des sources, comme dans le cas du lobe de la plaine abyssale de San Salvador qui est alimenté par un chenal/canyon de **140 km** de long.

Une classification des lobes ou éventail des systèmes carbonatés peut être effectuée par rapport à leurs **tailles** qui repose sur le **type de grain** qu'ils contiennent (Payros & Pujalte, 2008). Ceci est lié à la capacité/efficacité de transport des flux qui est lié à la quantité de boue et taille des grains. Le premier type de cette classification est un système de petite taille $< 10^1$ **km** qui est composé de grains grossiers. Le second type est un système de taille moyenne $10^1 < x < 10^2$ **km** avec des grains moyens. Le troisième est un système de grande extension $10^1 < x < 10^3$ qui est constitué de grains fins.

La fabrique de type T est très sujette à la variation du niveau marin comme décrit ci-dessus, ce qui implique que la production et l'export est très fluctuante. Lorsque la plateforme est positionnée dans la zone photique, la production et l'export sont alors maximum ce qui a donné le terme de ***highstand***

shedding. L'inverse est vrai lorsque la plateforme est émergée. De plus la granulométrie est aussi en lien avec les variations du niveau marin avec une prédominance de boue lors des hauts niveaux marins et de sables lors de bas niveaux marins. Le **spectre granulométrique** est différent suivant une marge sous le vent et au vent impactant donc le modèle de progradation et d'aggradation du système. Les marges au vent présentent généralement un spectre plus grossier que les marges sous le vent. Ceci est particulièrement visible sur les marges au vent et sous le vent depuis le Tortonien. Ceci est notamment discuté dans le ***(Chapitre V)***.

Les systèmes carbonatés représentent l'interaction entre la part de la production qui est **préservée** sur la plateforme et la part qui est **exportée** vers les zones distales. La fabrique de carbonates étant variable géographiquement et dans le temps implique que les mécanismes de transport le sont aussi. Car ces mécanismes sont en lien avec les propriétés physiques des grains et donc reliés à de la **quantité d'énergie** nécessaire pour leur mise en mouvement. Il existe donc deux grands types de transports : Le transport qui est lié **l'hydrodynamisme** correspondant à l'énergie d'une masse d'eau qui a le pouvoir de remobilisation des grains. Plus les sédiments ont une densité importante et moins il est arrondi et plus l'énergie devra être importante pour sa remobilisation.

Le transport hydrodynamique est le facteur clef sur le profil de fabrique et sur la géométrie des accumulations. Mais son pouvoir de remobilisation diminue quand la bathymétrie augmente car son énergie est décroissante par rapport à son augmentation générale. Ceci implique que plus on s'éloigne de la plateforme peu profonde, plus l'énergie diminue. En ce sens l'énergie hydrodynamique seule n'est pas responsable de l'ensemble du transfert depuis la plateforme. Bien que les phénomènes de courants de marée ou de densité peuvent entrainer un transport vers l'extérieur de la plateforme, si celui-ci se poursuit, il prend généralement la forme d'un **écoulement gravitaire**. Le transport gravitaire est particulièrement présent pour les édifices carbonatés de type T car ayant une topographie haute ce qui favorise la mise en place de ces mécanismes.

La fréquence des **écoulements gravitaires** peut être classifiée selon leurs **récurrences** qui est souvent en lien avec les volumes qui sont transférés. **(a)** Les événements récurrents sont généralement de faibles à moyens volumes et sont le résultat du réajustement **autocyclique** de la pente permettant de la maintenir à l'équilibre. Lors des phases de ***highstand shedding***, ces événements sont très fréquents. Plus le système présente de fortes pentes plus des phases de réajustement **autocyclique** auront lieux. Comme vu précédemment, les marges au vent sont plus favorables à la production récifale et à l'augmentation des angles de pente impliquant qu'un transfert récurrent issu de la production récifale aura préférentiellement lieu sur ce type de marges. Ce type d'écoulement ne bouleverse pas l'édifice carbonaté. **(b)** Les transferts dit exceptionnels qui remobilisent un grand volume de sédiment et remodèle la géométrie de la marge. Une longue phase de recharge sédimentaire aura lieu.

2.13 - Références bibliographiques du chapitre II

A

Adams, E.W., Schlager, W., Wattel, E., (1998). Submarine slopes with an exponential curvature. Sedimentary Geology, 117, 135-141.

Adams, E.W., Schlager, W., (2000). Basic types of submarine slope curvature. Journal of Sedimentary Research, 70, 814-828.

Adams, E.W., Kenter, J.A., Verwer, K., Playton, T.E., & Harris, P.M. (2013). So different, yet so similar: comparing and contrasting siliciclastic and carbonate slopes. Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope, and Basinal Settings: SEPM, Special Publication, 105, 14-25.

Allen, P.A., and Allen, J.R., (2013). Basin Analysis: Principles and application to petroleum play assessment: 633 p.

Andréfouët, S., Pagès, J., and Tartinville, B., (2001). Water renewal time for classification of atoll lagoons in the Tuamotu Archipelago (French Polynesia): Coral Reefs, v. 20, no. 4, p. 399–408.

Anell, I., and Wallace, M.W., (2020). A fine balance: Accommodation dominated control of contemporaneous cool-carbonate shelf-edge clinoforms and tropical reef-margin trajectories, North Carnarvon Basin, Northwestern Australia. Sedimentology, 67, 96-117.

Angevine, C.L., Heller., P.L. and Paola, C., (1990). Quantitative sedimentary basin modeling: American Références Bibliographiques Association of Petroleum Geologists.

Armitage, J.J., and Allen, P.A.., (2010). Cratonic basins and the long-term subsidence history of **continental interiors: Journal of the Geological Society, v. 167, no. 1, p. 61–70.**

Atkinson, M.J., Carlson, B. and Crow, G.L., (1995). Coral growth in high-nutrient, low-ph seawater: a case study of corals cultured at Waikiki Aquarium, Honolulu, Hawaii. Coral Reefs, 14, 215-223.

B

Bagnold, R.A., (1954). Experiments on a Gravity-Free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear, The Royal Society, Uk.

Barrell, J., (1917). Rhythms and the measurements of geologic time: Geological Society of America Bulletin, v. 28, no. 4, p. 745–904.

Berner, R.A., (2006). GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O2 and CO2: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 70, no. 23 SPEC. ISS., p. 5653-5664.

Betzler, C., Brachert, T.C. and Nebelsick, J., (1997a). The warm temperate carbonate province: A review of the facies, zonations, and delimitations. Cour. Forsch. -Inst. Senckenberg, 201, 83-99.

Betzler, C., Furstenau, J., Lüdmann, T., Hubscher, C., Lindhorst, S., Paul, A., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W., (2013). Sea-level and ocean-current control on carbonate- platform growth, Maldives, Indian Ocean. Basin Research, 25, 172-196.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J.R., Ludwig, J., Schutter, I., Wunsch, M., Reijmer, J.J.G. and Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology, 42, 871-874.

Betzler, C., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Reolid, J., Kroon, D., Reijmer, J.J.G., Swart, P.K., Wright, J., Young, J.R., Alvarez-Zarikian, C., Alonso-García, M., Bialik, O.M., Blättler, C.L., Guo, J.A., Haffen, S., Horozal, S., Inoue, M., Jovane, L., Lanci, L., Laya, J.C., Hui Mee, A.L., Nakakuni, M., Nath, B.N., Niino, K., Petruny, L.M., Pratiwi, S.D., Slagle, A.L., Sloss, C.R., Su, X. and Yao, Z., (2018). Refinement of Miocene sea level and monsoon events from the sedimentary archive of the Maldives (Indian Ocean). Progress in Earth and Planetary Science, 5:5.

Bice, D. M., (1991). Computer simulation of carbonate platform and basin systems: p. 431–448.

Blomeier, D.P.G. and Reijmer, J.J.G., (2002). Facies architecture of an Early Jurassic carbonate platform slope (Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). Journal of Sedimentary Petrology, 72, 463-476.

Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J. and McKenzie, J.A., (2010). Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). Sedimentology, 57, 824-844.

Borgomano, J., (2000). The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: A model of Platform-to-basin transition. AAPG Bulletin, 84, 1561-1588.

Borgomano, J., Lanteaume, C., Léonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L.F., Masse, J.P., (2020). Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. AAPG Bulletin, v. 104, no. 5 p. 1115–1142.

Bosellini, A., (1984). Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, northern Italy. Sedimentology, 31, 1-24.

Bosence, D., (2005). A genetic classification of carbonate platforms based on their basinal and tectonic settings in the Cenozoic: Sedimentary Geology, v. 175, no. 1–4 SPEC. ISS., p. 49–72.

Bosscher, H., (1992). Growth potential of coral reefs and carbonate platforms: 159 p.

Bosscher, H., and Schlager, W., (1992). Computer simulation of reef growth. Sedimentology, 39, 503-512.

Bosscher, H., and Schlager, W., (1993). Accumulation rates of carbonate platforms. Journal of Geology, 101, 345-355.

Bouma A., (1962). Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier.

Bouma, A., (1964). Turbidites. Developments in Sedimentology, 3(C), 247–256.

Bouma, A.H., (2000). Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. Mar. Pet. Geol. 17, 137–143.

Bourget, J., Ainsworth, R.B. and Nanson, R., (2014). Origin of Mixed Carbonate and Siliciclastic Sequences at the Margin of a "Giant" Platform During the Quaternary (Bonaparte Basin, NW Australia). In: Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope and Basinal Settings (Eds K. Verwer, T.E. Playton and P.M. Harris), SEPM Special Publication 105, pp. 157-177. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA.

Bown, P.R., Lees, J.A. and Young, J.R., (2004). Calcareous nannoplankton evolution and diversity through time. In: Coccolithophores: From Molecular Processes to Global Impact (Eds H.R. Thierstein and J.R. Young), pp. 481-508. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, Germany.

Braga, J.C. and Martín, J.M., (1996). Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain). Sedimentary Geology, 107, 61-81.

Brander, R.W., Kench, P.S., and Hart, D., (2004). Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia: Marine Geology, v. 207, no. 1–4, p. 169–184.

Brandner, R., Flügel, E. and Senowbari-Daryan, B., (1991). Microfacies of carbonate slope boulders: indicator of the source area (Middle Triassic: Mahlknecht Cliff, Western Dolomites). Facies, 25, 279-296.

Broecker, W.S. and Takahashi, T., (1966). Calcium carbonate precipitation on the Bahama Banks. Journal of Geophysical Research (1896-1977), 71, 1575-1602.

Busson, J., (2018). Caracterisation et modelisation des transferts gravitaires de la

plate-forme au bassin en contexte carbonate, PhD, University of Bordeaux (300 pp.).

C

Chazottes, V., Le Campion-Alsumard, T. and Peyrot-Clausade, M., (1995). Bioerosion rates on coral reefs: interactions between macroborers, microborers and grazers (Moorea, French Polynesia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 113, 189-198.

Chazottes, V., Le Campion-Alsumard, T., Peyrot-Clausade, M. and Cuet, P., (2002). The effects of eutrophication-related alterations to coral reef communities on agents and rates of bioerosion (Reunion Island, Indian Ocean). Coral Reefs, 21, 375–390.

Chazottes, V., Reijmer, J.J.G. and Cordier, E., (2008). Sediment characteristics in reef areas influenced by eutrophication-related alterations of benthic communities and bioerosion processes. Marine Geology, 250, 114-127.

Cloetingh, S., and Haq, B.U., (2015). Inherited landscapes and sea level change: Science (New York, N.Y.), v. 347, no. 6220, p. 1–10.

Colacicchi, R., Baldanza, A., (1986). Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: scaglia formations, Apennines - comparison with siliciclastic depositional models. Sediment. Geol. 48, 81–105.

Colacicchi, R., Monaco, P., (1994). Pure carbonate gravity flow deposits of the scaglia basin compared with central Apennine siliciclastics (Marnoso-Arenacea and Laga): analogies and differences. Mem. Sci. Geol. 46, 23–41.

Coles, S.L. and Jokiel, P.L., (1978). Synergistic effects of temperature, salinity and light on the hermatypic coral Montipora verrucosa. Marine Biology, 49, 187-195.

Collins, L.B., Zhu, Z.R., Wyrwoll, K.H., Hatcher, B.G., Playford, P.E., Eisenhauer, A., Chen, J.H., Wasserburg, G.J. and Bonani, G., (1993). Holocene growth history of reef complex on a cool-water carbonate margin: Easter Group of the Houtman Abrolhos, Eastern Indian Ocean. Marine Geology, 115, 29-46.

Collins, L.B., Zhu, Z.R., Wyrwoll, K.-H. and Eisenhauer, A., (2003). Late Quaternary structure and development of the northern Ningaloo Reef, Australia. Sedimentary Geology, 159, 81-94.

Collins, J., Narr, W., Harris, P.M., Playton, T.E.D., Jenkins, S., Tankersley, T. and Kenter, J.A.M., (2014). Lithofacies, Depositional Environments, Burial Diagenesis, and Dynamic Field Behavior in a Carboniferous Slope Reservoir, Tengiz Field (Republic of Kazakhstan), and Comparison with Outcrop Analogs. In: Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope and Basinal Settings (Eds K. Verwer, T.E. Playton and P.M. Harris), SEPM Special Publication 105, 50–83. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Oklahoma, USA.

Coniglio, M., Dix, G.R., (1992). Carbonate slopes. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies models: Response to Sea-level Changes. Geol. Assoc. Canada, Newfoundland, pp. 349–374.

Conrad, C.P., (2013). The solid earth's influence on sea level: Bulletin of the Geological Society of America, v. 125, no. 7–8, p. 1027–1052, doi:10.1130/B30764.1.

Crevello, P.D., Schlager, W., (1980). Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology, 50, 1121-1148.

Cross, T.A., (1988). Controls on Coal Distribution in Transgressive-Regressive Cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A: Sea-level Changes: An integrated approach, SEPM Special Publication 42, no. 42, p. 371–380.

Crossland, C.J. (1988). Latitudinal comparisons of coral reef structure and function. In: 6th International Coral Reef Symposium (Eds J.H. Choat, D. Barnes, M. Borowitzka, J.C. Coll, P.J. Davies, P. Flood, B.G. Hatcher, D. Hopley, P.A. Hutchings, D. Kinsey, G.R. Orme, M. Pichon, P.F. Sale, P. Sammarco, C.C. Wallace, C. Wilkinson, E. Wolanski and O.

Bellwood), Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium: Vol. 1: Plenary Addressess and Status review. ICRS, Townsville, Australia.

Culling, W.E.H., (1960). Analytical theory of erosion. Journal of Geology, 68, 336-344.

D

Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Immenhauser, A., and Bahamonde, J.R., (2002). Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner-platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). Journal of Sedimentary Research, 72, 898-916.

Della Porta, G., Kenter, J.A.M., and Bahamonde, J.R., (2004). Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N. Spain). Sedimentology, 51, 267-295

Della Porta, G., Oscar, M.-T., Kenter, J.A.M. and Verwer, K., (2014). Lower Jurassic microbial and skeletal carbonate factories and platform geometry (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). In: Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope, and Basinal Settings (Eds K. Verwer, T.E. Playton and P.M. Harris), SEPM Special Publication 105, pp. 238-264. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA.

De Kruijf, M., De Boer R.A., Kranenburg J., Reijmer J.J.G., Slootman A., Borgomano J., Poli E., (2018). Experiments on the hydrodynamic behaviour of settling carbonate grains: Implications for calciturbidites, Geophysical Research Abstracts Vol. 20, EGU2018-1173, EGU General Assembly.

Dechnik, B., Webster, J.M., Nothdurft, L., Webb, G.E., xin Zhao, J., Duce, S., Braga, J.C., Harris, D.L., Vila-Concejo, A., and Puotinen, M., (2016). Influence of hydrodynamic energy on Holocene reef flat accretion, Great Barrier Reef: Quaternary Research (United States), v. 85, no. 1, p. 44–53.

De Vargas, C., Aubry, M.-P., Probert, I.A.N. and Young, J., (2007). Chapter 12 - Origin and Evolution of Coccolithophores: From Coastal Hunters to Oceanic Farmers. In: Evolution of Primary Producers in the Sea (Eds P.G. Falkowski and A.H. Knoll), pp. 251-285. Academic Press, Burlington, UK.

Dickinson, W.R., Soreghan, G.S., and Giles, K.A., (1994). Clacio-Eustatic origin of Permo-Carboniferorus stratigraphic cycles: evidence from the southern cordilleran foreland region: SEPM, p. 25–34.

Donatelli, U., Tramontana, M., (2013). Platform-to-basin facies transition and tectono-sedimentary processes in the Jurassic deposits of the Furlo area (Umbria-Marche Apennines, Italy). Facies, 60, 51-560.

Dorschel, B., Hebbeln, D., Foubert, A., White, M. and Wheeler, A.J., (2007). Hydrodynamics and cold-water coral facies distribution related to recent sedimentary processes at Galway Mound west of Ireland. Marine Geology, 244, 184–195.

Dravis, J.J. (1979). Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. Journal of Sedimentary Petrology, 49, 195-208.

Dravis, J.J. (1996). Rapidity of freshwater calcite cementation - implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. Sedimentary Geology, 107, 1-10.

Droxler, A.W. and Schlager, W., (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology, 13, 799-802.

Drummond, C. N., and B.H. Wilkinson, (1996). Strata Thickness Frequencies and the Prevalence of Orderedness in Stratigraphic Sequences: The Journal of Geology, v. 104, no. 1, p. 1–18.

Duane, M.J. and Al-Zamel, A.Z., (1999). Syngenetic textural evolution of modern sabkha stromatolites (Kuwait). Sedimentary Geology, 127, 237-245.

Dullo, W.C., (2005). Coral growth and reef growth: a brief review. Facies, 51, 33-48.

Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K. and Reid, R.P., (2004). Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). Sedimentology, 51, 745-765.

Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S. and Visscher, P.T., (2009). Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth Science Reviews, 96, 141-162.

Dzulynski., (1965). New data on experimental production of sedimentary structures. Journal of Sedimentary Research, volume 35, pp. 196–212.

E

Eberli, G.P. and Ginsburg, R.N., (1987). Segmentation and coalescence of platform, Tertiary, NW Great Bahama Bank. Geology, 15, 75-79.

Eberli, G.P., and Ginsburg, R.N., (1988). Aggrading and prograding Cenozoic seaways, northwest Great Bahama Bank, in A. W. Bally, ed., Atlas of Seismic Stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, v. 27-2, p. 97-103.

Eberli, G.P. and Ginsburg, R.N., (1989). Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: Controls on carbonate platform and basin development (Eds P.D. Crevello, J.L. Wilson, J.F. Sarg and J.F. Read), Special Publication No. 44, pp. 339-351. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA.

Enos, P., (1974). Surface sediment facies of the Florida-Bahamas Plateau Map Series MC-5 no.4 edn. Geological Society of America.

Enos, P., (1991). Sedimentary parameters for computer modeling. In: Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition (Eds E.K. Franseen, W.L. Watney, C.G.S.C. Kendall and W. Ross), Kansas Geological Survey Bulletin 233, pp. 63-99.

Esker, D., Eberli, G.P. and McNeill, D.F., (1998). The structural and sedimentological controls on the reoccupation of Quaternary incised valleys, Belize southern lagoon. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 82, 2075-2109.

F

Ferry, S., (2005). Systèmes turbiditiques calcaires du Tithonien et du Barrémo-Bédoulien subalpins (S-E de la France). Livret Guide d'Excursion du Groupe Français du Crétacé, 44 pp.

Ferry, S., Grosheny, D., Backert, N., Atrops, F., (2015). The base-of-slope carbonate breccia system of Céüse (Tithonian, S-E France): Occurrence of progradational stratification in the head plug of coarse granular flow deposits. Sedimentary Geology, 317, 71-86.

Fink, H.G., Wienberg, C., Hebbeln, D., McGregor, H.V., Schmiedl, G., Taviani, M. and Freiwald, A., (2012). Oxygen control on Holocene cold-water coral development in the eastern Mediterranean Sea. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 62, 89-96.

Fink, H.G., Wienberg, C., De Pol-Holz, R., Wintersteller, P. and Hebbeln, D., (2013). Coldwater coral growth in the Alboran Sea related to high productivity during the Late Pleistocene and Holocene. Marine Geology, 339, 71-82.

Flügel, E., (2010). Microfacies of Carbonate Rocks - Analysis, Interpretation and Application. Springer, Heidelberg-Dordrecht-London-New York, 984 pp.

Freiwald, A. and Roberts, J.M. (Eds) (2005). Cold-Water Corals and Ecosystems. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Erlangen, Germany, 1242 pp.

G

Galloway, W.E., (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: American Association of

Petroleum Geologists Bulletin, v. 73, no. 2, p. 125–142.

Galloway, W.E., (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigarphic architecture, and classification. AAPG Bull. 82, 569–595.

Gardner, T.W., Jorgensen, D.W., Shuman, C., and Lemieux, C.R., (1987). Geomorphic and tectonic process rates: effects of measured time interval.: Geology, v. 15, no. 3, p. 259–261.

Gattuso, J.-P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S., and Buddemeier, R.W., (1998). Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. Global and Planetary Change, 18, 37-46.

Ginsburg, R.N., Lloyd, R.M., McCallum, J.S., Stockman, K.W., and Moody, R.A., (1958). Surface sediments of Great Bahama Bank, Shell Development Company, Houston, Texas, USA.

Gômez-Pérez, I., Fernândez-Mendiola, P.A., Garcia-Mondéjar, J., (1998). Constructional dynamics for a Lower Cretaceous carbonate ramp (Gorbea Massif, north Iberia). In: Wright, V.P., Burchette, T.P., (Eds.), Carbonate Ramps. Geological Society, London, Special Publications, 149, 229-252.

Gômez-Pérez, I., Fernândez-Mendiola, P.A., Garcia-Mondéjar, J., (1999). Depositional architecture of a rimmed carbonate platform (Albian, Gorbea, western Pyrenees). Sedimentology, 46, 337-356.

Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins; insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, 103, 1-3, 125-136.

Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Swart, P.K., McNeill, D.F., Jull, A.J.T. and Prezbindowski, D.R. (1993). Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. Journal of Sedimentary Petrology, 63, 983-989.

Grammer, G.M., Crescini, C.M., McNeill, D.F. and Taylor, L.H., (1999). Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments - new insight into a fundamental process. Journal of Sedimentary Research, 69, 202-207.

Grigg, R.W., (1982). Darwin point: A threshold for atoll formation. Coral Reefs, 1, 29-34.

H

Haak, A.B., and Schlager, W., (1989). Compositional variations in calciturbidites due to sea level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. Geologische Rundschau, 78, 477-486.

Hairabian, A., (2014). 3-D stratigraphic architecture, sedimentary processes, and petrophysic properties of deep-water resedimented carbonates (Cretaceous, Gargano Peninsula, South-East Italy), PhD, University of Marseille (309 pp.).

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.

Halfar, J., Gordinez-Orta, L. and Ingle, J.C., (2000). Microfacies analysis of Recent carbonate environments in the southern Gulf of California, Mexico - a model for warm-temperate to subtropical carbonate formation. Palaios, 15, 323-342.

Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguín, J.E. and Borges, J.M., (2004). Nutrient and temperature controls on modern carbonate production. An example from the Gulf of California, Mexico. Geology, 32, 213-216.

Halfar, J., Godinez-Orta, L., Mutti, M., Valdez-Holguin, J.E. and Borges, J.M., (2006a). Carbonates calibrated against oceanographic parameters along a latitudinal transect in the Gulf of California, Mexico. Sedimentology, 53, 297–320.

Hallock, P., and Schlager, W., (1986). Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. Palaios, 1, 389-398.

Hampton, M.A., (1972). The role of subaqueous debris flow generating turbidity currents. Journal of Sedimentary Research, 42, 775-793.

Haq, B.U., and Boersma, A., (1978). Introduction to marine micropaleontology. Elsevier - New York, USA, 376 pp.

Harris, P.M., Ellis, J. and Purkis, S.J., (2013). Assessing the extent of carbonate deposition in early rift settings. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 97, 27–60.

Harris, P.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K. and Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62, 566-589.

Hebbeln, D. and Samankassou, E., (2015). Where did ancient carbonate mounds grow - In bathyal depths or in shallow shelf waters? Earth-Science Reviews, 145, 56-65.

Hebbeln, D., Bender, M., Gaide, S., Titschack, J., Vandorpe, T., Van Rooij, D., Wintersteller, P. and Wienberg, C., (2019). Thousands of cold-water coral mounds along the Moroccan Atlantic continental margin: Distribution and morphometry. Marine Geology, 411, 51-61.

Heezen, B.C., Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing W.M., and Greanelli N.C.L., (1964). Congo Submarine Canyon. AAPG Bulletin 487, 1126-1149.

Hemleben, C., Spindler, M., and Anderson, O.R., (1989). Modern planktonic foraminifera. Springer, New York, USA, 363 pp.

Hendry, J., Burgess, P., Hunt, D., Janson, X., Zampetti, V., (2021). Seismic characterization of carbonate platforms and reservoirs: an introduction and review. Geological Society, London, Special Publications, v. 509, 1 - 28.

Henrich, R., Hartmann, M., Reitner, J., Schäfer, P., Freiwald, A., Steinmetz, S., Dietrich, P. and Thiede, J., (1992). Facies belts and communities of the Arctic Vesterisbanken Seamount (Central Greenland Sea). Facies, 27, 71-104.

Henrich, R., Freiwald, A., Betzler, C., Bader, B., Schäfer, P., Samtleben, C., Brachert, T.C., Wehrmann, A., Zankl, H. and Kühlman, D., (1995). Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to Arctic coasts, shelves and seamounts in the northern hemisphere: implications for fossil counterparts. Facies, 32, 71-108.

Henriet, J.P., Hamoumi, N., Da Silva, A.C., Foubert, A., Lauridsen, B.W., Rüggeberg, A. and Van Rooij, D., (2014). Carbonate mounds: From paradox to World Heritage. Marine Geology, 352, 89-110.

Hill, J., (2006). Modelling of Reefs and Shallow Marine Carbonates: Edinburgh, 180 p.

Hine, A., Locker, S., Tedesco, L.P., Mullins, H.T., Hallock, P., Belknap, D.F., Gonzales, J.L., Neumann, A.C., Snyder, S.W., (1992). Megabreccia Shedding from Modern, Low-Relief Carbonate Platforms; Nicaraguan Rise. Geological Society of America Bulletin. 104. 928-943.

Homewood, P.W., Maurland, P., Lafont, F., Sorriaux, P., Elf Exploration Production. Predictive Stratigraphy Network., (2000). Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers: Elf EP-Editions, 81 p.

Hopley, D., (1984). The Holocene 'high energy window'on the central Great Barrier Reef: Coastal geomorphology in Australia, p. 135–150.

Hudson, J.H., (1981). Growth rates in Montastrea annularis: A record of environmental change in Key Largo Reef Marine Sanctuary, Florida: Bulletin of Marine Science, v. 31, no. 2, p. 444–459.

Humphreys, A.F., Halfar, J., Rivera, F., Manzello, D., Reymond, C.E., Westphal, H. and Riegl, B., (2016). Variable El Niño-Southern Oscillation influence on biofacies dynamics of eastern Pacific shallow-water carbonate systems. Geology, 44, 571-574.

Humphreys, A.F., Halfar, J., Ingle, J.C., Manzello, D., Reymond, C.E., Westphal, H. and Riegl, B., (2018). Effect of seawater temperature, pH, and nutrients on the distribution and character of low abundance shallow water benthic foraminifera in the Galápagos. PLOS ONE, 13, e0202746.

Huston, M., (1985). Variation in coral growth rates with depth at Discovery Bay, Jamaica: Coral Reefs, v. 4, no. 1, p. 19–25.

Huvenne, V., Masson, D. and Wheeler, A., (2009). Sediment dynamics of a sandy contourite: the sedimentary context of the Darwin cold-water coral mounds, Northern Rockall Trough. International Journal of Earth Sciences, 98, 865-884.

I

Ineson, J.R., Surlyk, F., (2000). Carbonate megabreccias in a sequence stratigraphic context; evidence from the Cambrian of North Greenland. Geological Society, London, Special Publications 2000, 172, 47-68.

J

James, N.P., and Bone, Y., (1991). Origin of a cool-water, Oligo-Miocene deep shelf of limestone, Eucla Platform, southern Australia: Sedimentology, v. 38, no. 2, p. 323.

James, N.P., Boreen, T.D., Bone, Y. and Feary, D.A., (1994). Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla Shelf, Great Australian Bight: a shaved shelf. Sedimentary Geology, 90, 161-177.

James, N.P., (1997). The cool-water carbonate depositional realm. In: Cool-Water Carbonates: Society for Sedimentary Geology Special Publication (Eds N.P. James and A.D. Clarke), SEPM Special Publication 56, pp. 1-20. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA.

James, N.P. and Bone, Y., (2011). Neritic Sedimentary Facies. Springer Netherlands, 85-108 pp.

James, N.P., Seibel, M.J., Dalrymple, R.W., Besson, D. and Parize, O., (2014). Warm temperate, marine, carbonate sedimentation in an Early Miocene, tide-influenced, incised valley; Provence, south-east France. Sedimentology, 61, 497-534.

Jervey, M.T., (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression: Sea-Level Changes, v. 42, no. 42, p. 47–69.

Jorry, S.J., Droxler, A.W. and Francis, J.M., (2010). Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. Quaternary Science Reviews, 29, 2010-2026.

Jorry, S.J., Jouet, G., Edinger, E.N., Toucanne, S., Counts, J.W., Miramontes, E., Courgeon, S., Riveiros, N.V., Le Roy, P. and Camoin, G.F., (2020). From platform top to adjacent deep sea: New source-to-sink insights into carbonate sediment production and transfer in the SW Indian Ocean (Glorieuses archipelago). Marine Geology, 423, 106144.

K

Keim, L., and Schlager, W., (1999). Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy). Facies, 41, 15-26.

Keim, L., and Schlager, W., (2001). Quantitative compositional analysis of a Triassic carbonate platform (Southern Alps, Italy). Sedimentary Geology, 139, 261-283.

Kemp, D.B., and Sadler, P.M., (2014). Climatic and eustatic signals in a global compilation of shallow marine carbonate accumulation rates: Sedimentology, v. 61, no. 5, p. 1286–1297.

Kench, P.S., Brander, R.W., (2006). Wave Processes on Coral Reef Flats: Implications for Reef Geomorphology Using Australian Case Studies: Journal of Coastal Research, v. 22, no. 1, p. 209–223.

Kenig, F., Huc, A.Y., Purser, B.H. and Oudin, J.-L., (1990). Sedimentation, distribution and diagenesis of organic matter in a recent carbonate environment, Abu Dhabi, U.A.E. Organic Geochemistry, 16, 735-747.

Kenter, J.A.M., (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology, 37 (5), 777-794.

Kenter, J.A.M. and Campbell, A.E., (1991). Sedimentation on a Lower Jurassic carbonate platform flank: geometry, sediment fabric and related depositional structures (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). Sedimentary Geology, 72, 1-34.

Kenter, J.A.M., Harris, P.M. and Della Porta, G. (2005). Steep microbial boundstone dominated platform margins examples and implications. Sedimentary Geology, 178, 5-30.

Kleypas, J.A., (1997). Modeled estimates of global reef habitat and carbonate production sin ce the last glacial maximum: Paleoceanography, v. 12, no. 4, p. 533–545.

Kleypas, J.A., McManus, J.W., and Meñez, L.A.B., (1999). Environmental limits to coral reef development: where do we draw the line? American Zoologist, v. 39, no. 1, p. 146–159.

Klicpera, A., Michel, J. and Westphal, H., (2015). Facies patterns of a tropical heterozoan carbonate platform under eutrophic conditions: the Banc d'Arguin, Mauritania. Facies, 61.

Koelling, M., Webster, J.M., Camoin, G., Iryu, Y., Bard, E., and Seard, C., (2009). SEALEX - Internal reef chronology and virtual drill logs from a spreadsheet-based reef growth model: Global and Planetary Change, v. 66, no. 1–2, p. 149–159.

Kuenen, P.H., (1937). Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. Leidshe Geologishe Mededeelingen, volume 8. pp. 327-351.

Kuenen, P.H., and Migliorini, C.I., (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol., 58: 91-127.

L

Lanteaume, C., (2017). Couplage de la Modélisation Stratigraphique et Diagénétique : développements numériques et applications aux systèmes carbonatés. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille.

Laval, A., Cremer, M., Beghin, P., and Ravenne, C., (1988). Density surges: two-dimensional experiments. Sedimentology, 35, 80.

Lees, A., (1975). Possible influence of salinity and temperatures on modern shelf carbonate sedimentation. Marine Geology, 19, 159-198.

Lees, A. and Buller, A.T., (1972). Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Marine Geology, 13, M67-M73.

Lees, A. and Miller, J., (1995). Waulsortian banks. In: Carbonate mud-mounds - their origin and evolution (Eds C.L.V. Monty, D.W.J. Bosence, P.H. Bridges and B.R. Pratt), Int. Assoc. Sedimentol. Special Publication Number 23, pp. 191-271. International Association of Sedimentologists / Wiley, Oxford, U.K.

Leonard, J.E., Cameron, B., Pilkey, O.H. and Friedman, G.M., (1981). Evaluation of cold-water carbonates as a possible paleoclimatic indicator. Sedimentary Geology, 28, 1-28.

Lewis, S.K., (2001). An Examination of the Effects of Environmental Stresses on Stony Corals. PhD thesis, University of Georgia, 175 pp.

Leynaud, D., Mienert, J., & Vanneste, M., (2009). Submarine mass movements on glaciated and non-glaciated European continental margins: A review of triggering mechanisms and preconditions to failure. Marine and Petroleum Geology, 26(5), 618–632.

Lowe, D.R., (1982). Sediment gravity flows: II-depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology. 52, 279-297.

Lowenstam, H.A., (1981). Minerals formed by organisms. Science, 211, 1126-1131.

Lüdmann, T., Wiggershaus, S., Betzler, C., Hübscher, C., (2012). Southwest Mallorca Island: A cool-water carbonate margin dominated by drift deposition associated with giant mass wasting, Marine Geology, 307-310, 73-87.

M

Malone, P.G. and Dodd, J.R., (1967). Temperature and Salinity Effects on Calcification Rate in Mytilus edulis and its Paleoecological Implicatons. Limnology and Oceanography, 12, 432-436.

Mann, S., (1983). Mineralization in biological systems. In: Inorganic Elements in Biochemistry (Eds P.H. Connett, H. Folłmann, M. Lammers, S. Mann, J.D. Odom and K.E. Wetterhahn), pp. 125-174. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, Germany.

Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., & Løvholt, F., (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 364(1845), 2009–2039.

McConnaughey, T.A., and Whelan, J.F., (1997). Calcification generates protons for nutrient and bicarbonate uptake: Earth-Science Reviews, v. 42, no. 1, p. 95–117.

Mcllreath, I.A., James, N.P., (1978). Carbonate slopes. In: Walker, R.G., (Ed.), Facies Models, Geological Association of Canada, Geoscience Canada Series, 245-257.

Merino-Tomé, Ó., Della Porta, G., Kenter, J.A.M., Verwer, K., Harris, P.M., Adams, E.W., Playton, T.E. and Corrochano, D., (2012). Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustacy and carbonate production. Sedimentology, 59, 118-155.

Miall, A.D., (2015). Updating uniformitarianism: stratigraphy as just a set of 'frozen accidents', in D. Smith, R. J. Bailey, P. M. Burgess, and A. Fraser, eds., Strata and Time: Probing the Gaps in Our Understanding: Geological Society, London, Special Publications, p. 11–36.

Michel, J., Vicens, G.M. and Westphal, H., (2011). Modern heterozoan carbonates from a eutrophic tropical shelf (Mauritania). Journal of Sedimentary Research, 81, 641-655.

Michel, J., Borgomano, J. and Reijmer, J.J.G., (2018). Heterozoan carbonates: When, where and why? A synthesis on parameters controlling carbonate production and occurrences. Earth-Science Reviews, 182, 50-67.

Michel, J., Laugié, M., Pohl, A., Lanteaume, C., Masse, J.-P., Donnadieu, Y. and Borgomano, J., (2019). Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution. International Journal of Earth Sciences, 108, 1773-1792.

Mitchell, J.K., Holdgate, G.R., Wallace, M.W. and Gallagher, S.J., (2007). Marine geology of the Quaternary Bass Canyon system, southeast Australia: A cool-water carbonate system. Marine Geology, 237, 71-96.

Middleton, G.V. et Hampton, M.A., (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition, In: Middleton, G.V. et Bouma, A.H. (dir.), Turbidity and Deep-Water Sedimentation, SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, pp. 1-38.

Mienis, F., van Weering, T., de Haas, H., de Stigter, H., Huvenne, V. and Wheeler, A., (2006). Carbonate mound development at the SW Rockall Trough margin based on high resolution TOBI and seismic recording. Marine Geology, 233, 1-19.

Milliman, J.D., (1974). Marine carbonates. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, USA, 375 pp.

Milliman, J.D., (1993). Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: Budget of a nonsteady state: Global Biogeochemical Cycles, v. 7, no. 4, p. 927–957, doi:10.1029/93GB02524.

Mitchell, J.K., Holdgate, G.R., Wallace, M.W., Gallagher, S.J., (2007). Marine geology of the Quaternary Bass Canyon system, southeast Australia: A cool-water carbonate system. Marine Geology, 237, 71-96.

Montaggioni, L.F., (2005). History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and

controlling factors: Earth-Science Reviews, v. 71, no. 1–2, p. 1–75.

Mulder, T., and Syvitski, J.P.M., (1995). Turbidity Currents Generated at River Mouths during

Exceptional Discharges to the World Oceans. The Journal of Geology volume 10, n°33.pp. 285-299.

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.

Mulder, T., Alexander, J., (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, volume 48. n°2-3: p. 269-299.Deep-Sea Sediments. H. Hüneke and T. Mulder, Elsevier, 63, 20-148.

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 modem carbonate slope of the Bahamas: Evidence of regional tectonic tilting. Geology, 40, 771-774.

Müller, M.N., (2019). On the Genesis and Function of Coccolithophore Calcification. Frontiers in Marine Science, 6, 49.

Mullins H.T., Cook, H. E., (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, Sedimentary Geology; 48, 37-79.

Muthiga, N.A. and Szmant, A.M., (1987). The effect of salinity stress on the rates of aerobic respiration and photosynthesis in the hermatypic coral Siderastrea Siderea. Biol. Bull., 173, 539-551.

Mutti, E., Ricci lucchii, F., (1972). Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Memorie della Società Geologica Italiana, volume 11. 161–199.

Mutti, M. and Hallock, P., (2003). Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 92, 465–475.

N

Nelson, C.S., (1988). An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. In: Non-tropical Shelf Carbonate: Modern and Ancient. Sedimentary Geology (Ed C.S. Nelson), 60, pp. 3-12.

O

Opdyke, B.N. and Wilkinson, B.H., (1990). Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 78, 135-148.

Opdyke, B.N. and Wilkinson, B.H., (1993). Carbonate mineral saturation state and cratonic limestone accumulation. American Journal of Science, 293, 217–234.

P

Paola, C., (2000). Quantitative models of sedimentary basin filling: Sedimentology, v. 47, p. 121–178.

Payros, A., & Pujalte, V., (2008). Calciclastic submarine fans: An integrated overview. Earth-Science Reviews, 86(1–4), 203–246.

Piller, W.E. and Pervesler, P., (1989). The northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): an actuopaleon-tological approach. I. Topography and bottom facies. Beiträge zur Paläontologie von Österreich, 15, 103-147.

Piller, W.E. and Mansour, A.M., (1990). The northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): an actuopaleon-tological approach. II: Sediment analysis and sedimentary facies. Beiträge zur Paläontologie von Österreich, 16, 1-102.

Piller, W.E. and Mansour, A.M., (1994). Origin and transport mechanisms of non-carbonate sediments in a carbonate-dominated environment (northern Safaga Bay, Red Sea, Egypt). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt von Österreich, 50, 369-379.

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 (6): 347-362.

Pitman, W.C., (1978). Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 89, no. 80911, p. 1389–1403.

Playford, P.E., Hocking, R.M., and Cockbain, A.E., (2009). Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. Geological Survey of Western Australia, Perth, Western Australia, 444 pp.

Playton, T., (2008). Characterization, variations, and controls of reef-rimmed carbonate foreslopes. PhD Thesis, 302p.

Playton, T., Janson, X., Kerans, C., (2010). Carbonate slopes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W., (Eds.), Facies models 4, The Geological Association of Canada, 449-476.

Playton, T.E., and Kerans, C., (2015a). Late Devonian Carbonate Margins and Foreslopes of the Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia, Part A: Development During Backstepping and the Aggradation-To-Progradation Transition. Journal of Sedimentary Research, 85, 1334-1361.

Playton, T.E., and Kerans, C., (2015b). Late Devonian Carbonate Margins and Foreslopes of the Lennard Shelf, Canning Basin, Western Australia, Part B: Development During Progradation and Across the Frasnian–Famennian Biotic Crisis. Journal of Sedimentary Research, 85, 1362-1392.

Playton, T.E., and Kerans, C., (2018). Architecture and genesis of prograding deep boundstone margins and debris-dominated carbonate slopes: Examples from the Permian Capitan Formation, Southern Guadalupe Mountains, West Texas. Sedimentary Geology, 370, 15-41.

Pollitt, D.A., Burgess, P.M., and V.P. Wright., (2015). Investigating the occurrence of hierarchies of cyclicity in platform carbonates: p. 123–150.

Pomar, L., (2001b). Types of carbonate platforms: A genetic approach: Basin Research, v. 13, no. 3, p. 313–334.

Pomar, L., and Hallock, P., (2008). Carbonate factories: A conundrum in sedimentary geology. Earth-Science Reviews, 87, 134-169.

Pomar, L., and Kendall, C.G.ST.C., (2008). Architecture of carbonate platforms: A response to hydrodynamics and evolving ecology. In: Controls on carbonate Platform and Reef Development – J. Lukasik & A. Simo (Eds.). ISBN 978-1-56576-130-8, SEPM Special Publication No. 89, p. 187-216.

Pomar, L., Bassant, P., Brandano, M., Ruchonnet, C., Janson, X., (2012). Impact of carbonate producing biota on platform architecture: Insights from Miocene examples of the Mediterranean region. Earth-Science Reviews, 113, 186-211.

Pomar, L., & Haq, B.U., (2016). Decoding depositional sequences in carbonate systems: Concepts vs experience. Global and Planetary Change. 146, 190-225.

Porter, J.W., Lewis, S.K. and Porter, K.G., (1999). The Effect of Multiple Stressors on the Florida Keys Coral Reef Ecosystem: A Landscape Hypothesis and a Physiological Test. Limnology and Oceanography, 44, 941-949.

Posamentier, H.W., and Vail, P.R., (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models, in C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea-level Changes: an Integrated Approach: SEPM Special Publication, v. 42, p. 125-154.

Poulton, A.J., Stinchcombe, M.C., Achterberg, E.P., Bakker, D.C.E., Dumousseaud, C., Lawson, H.E., Lee, G.A., Richier, S., Suggett, D.J. and Young, J.R., (2014). Coccolithophores on the north-west European shelf: calcification rates and environmental controls. Biogeosciences, 11, 3919–3940.

Prat, S., Jorry, S.J., Jouet, G., Camoin, G., Vella, C., Le Roy, P., Caline, B., Boichard, R.,

Pastol, Y., (2016). Geomorphology and sedimentology of a modern isolated carbonate platform: The Glorieuses archipelago, SW Indian Ocean. Marine Geology, v. 380, 272-283.

Puga-Bernabéu A., 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.

Purdy, E.G., (1963a). Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. Journal of Geology, 71, 334-355.

Purdy, E.G., (1963b). Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. Journal of Geology, 71, 472-497.

Purkis, S.J. and Harris, P.M., (2016). The extent and patterns of sediment filling of accommodation space on Great Bahama Bank. Journal of Sedimentary Research, 86, 294-310.

R

Ravenne, C., and Beghin P., (1983). Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. Revue de l'Institut Français du Pétrole, 279-297.

Razin, P., (2008). Les systems plate-forme - bassin : Architecture, dynamique et facteurs de contrôle. HDR, Université de Bordeaux 3, EGID, 411pp.

Reading, H.G., Richards, M., (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. AAPG Bull. 78, 792–822.

Recouvreur, A., (2021). Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon (Escarpement de Blake, Bahamas), PhD, Université of Bordeaux (188pp.).

Reijmer, J.J.G., Ten Kate, W.G.H.Z., Sprenger, A. and Schlager, W., (1991). Calciturbidite composition related to exposure and flooding of a carbonate platform (Triassic, Eastern Alps). Sedimentology, 38, 1059-1074.

Reijmer, J.J.G., Sprenger, A., Ten Kate, W.G.H.Z., Schlager, W. and Krystyn, L., (1994). Periodicities in the composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). In: Orbital forcing and cyclic sequences (Eds P.L. De Boer and D.G. Smith), Special Publication, Special Publication no. 19, pp. 323-343. International Association of Sedimentologists - Blackwell, London, UK.

Reijmer, J.J.G. and Andresen, N., (2007). Mineralogy and grain size variations along two carbonate margin-to-basin transects (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise). Sedimentary Geology, 198, 327-350.

Reijmer, J.J.G., Swart, P.K., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S. and Zechel, S., (2009). A re-evaluation of facies on Great Bahama Bank I: new facies maps of western Great Bahama Bank. In: Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg (Eds P.K. Swart, G.P. Eberli and J.A. McKenzie), Int. Assoc. Sedimentol. Special Publication, 41, pp. 29-46. Wiley-Blackwell-IAS, Oxford, UK.

Reijmer, J.J.G., Palmieri, P. and Groen, R., (2012). Compositional variations in calciturbidites and calcidebrites in response to sea-level fluctuations (Exuma Sound, Bahamas). Facies, 58, 493-507.

Reijmer, J.J.G., Palmieri, P., Groen, R. and Floquet, M., (2015). Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? Sedimentary Geology, 317, 53-70.

Reijmer, J.J.G., (2016). Carbonate Factories. In: Encyclopedia of Marine Geosciences (Eds J. Harff, M. Meschede, S. Petersen and J. Thiede), pp. 80-84. Springer, The Netherlands.

Reijmer, J.J.G., (2021). Marine carbonate factories: Review and update. Sedimentology. 68.

Rendle-Bühring, R.H., and Reijmer, J.J.G., (2005). Controls on grain-size patterns in periplatform carbonates: Marginal setting

versus glacio-eustacy. Sedimentary Geology, 175, 99-113.

Reolid, J., Betzler, C., Braga, J.C., Martin, J.M., Lindhorst, S., Reijmer, J.J.G., (2014). Reef slope geometries and facies distribution: controlling factors (Messinian, SE Spain). Facies, 60, 737-753.

Reymond, C.E., Zihrul, K.-S., Halfar, J., Riegl, B., Humphreys, A. and Westphal, H., (2016). Heterozoan carbonates from the equatorial rocky reefs of the Gal_apagos Archipelago. Sedimentology, 63, 940-958.

Riding, R., Martin, J.M. and Braga, J.C., (1991). Coral-stromatolite reef framework, Upper Miocene, Almeria, Spain. Sedimentology, 38, 799-818.

Riding, R. and Liang, L., (2005). Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 219, 101–115.

Roth, S. and Reijmer, J.J.G., (2004). Holocene Atlantic climate variations deduced from carbonate periplatform sediments (leeward margin, Great Bahama Bank). Paleoceanography, 19, PA1003.

Roth, S. and Reijmer, J.J.G., (2005). Holocene millennial to centennial carbonate cyclicity recorded in slope sediments of the Great Bahama Bank and its climatic implications. Sedimentology, 52, 161–181.

Ruban, D.A., (2016). A 'chaos' of Phanerozoic eustatic curves: Journal of African Earth Sciences, v. 116, p. 225–232.

Ruiz-Ortiz, P.A., (1983). A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. Sedimentology 30, 33–48.

S

Sadler, P.M., (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections: The Journal of Geology.

Sadler, P.M., (1994). The expected duration of upward-shallowing peritidal carbonate cycles and their terminal hiatuses: Geological Society of America Bulletin, v. 106, no. 6, p. 791–802.

Sadler, P.M., (1999). The Influence of Hiatuses on Sediment Accumulation Rates: GeoResearch Forum, v. 5, p. 15–40.

Sadler, P.M., and Jerolmack, D.J., (2014). Scaling laws for aggradation, denudation and progradation rates: the case for time-scale invariance at sediment sources and sinks: Geological Society, London, Special Publications, v. 404, p. SP404.7.

Sahagian, D., and Jones, M., (1993). Quantified Middle Jurassic to Paleocene eustatic variations based on Russian Platform stratigraphy: Stage level resolution: Geological Society of America Bulletin, v. 105, no. 8, p. 1109–1118.

Savary, B., Ferry, S., (2004). Geometry and petrophysical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, Pas-de-la-Cluse, France). Sedimentary Geology, 168, 281-304.

Saxena, S. and Betzler, C., (2003). Genetic sequence stratigraphy of cool water slope carbonates (Pleistocene Eucla Shelf, southern Australia). Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 92, 482-493.

Scheibner, C. and Reijmer, J.J.G., (1999). Facies Patterns within a Lower Jurassic Upper Slope to Inner Platform Transect (Jbel Bou Dahar, Morocco). Facies, 41, 55-80.

Scheidegger, A.E., (1961). Mathematical models of slope development. Geological Society of America Bulletin, 72, 37-49.

Schiebel, R. and Hemleben, C., (2005). Modern planktic foraminifera. Paläontologische Zeitschrift, 79, 135–148.

Schlager, W., Chermak, A., (1979). Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. SEPM Special Publication, 27, 193-208.

Schlager, W., (1981). The paradox of drowned reefs and carbonate platforms: Geological

Society of America Bulletin, v. 92, no. 4, p. 197–201.

Schlager, W., Camber, O., (1986). Submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. Geology, 1, 762-765.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W., (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research, B64, 270-281.

Schlager, W., Marsal, D., Van der Geest P.A.G., Sprenger, A., (1998). Sedimentation Rates, Observation Span, and the Problem of Spurious Correlation: Mathematical Geology, v. 30, no. 5, p. 547–556.

Schlager, W., (1999). Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms: Geology, v. 27, no. 2, p. 183-186.

Schlager, W., (2000). Sedimentation rates and growth potential of tropical, cool-water and mud-mound carbonate systems. In: Carbonate platform systems: components and interactions (Eds E. Insalaco, P.W. Skelton and T.J. Palmer), Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 217-227. The Geological Society, London.

Schlager, W., Adams, E.W., (2001). Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. Geology, 29, 883-886.

Schlager, W., (2003). Benthic carbonate factories of the Phanerozoic.

Schlager, W., (2004). Fractal nature of stratigraphic sequences: Geology, v. 32, no. 3, p. 185–188.

Schlager, W., (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA, 200 pp.

Schlager, W., and Reijmer, J.J.G., (2009). Carbonate platform slopes of the Alpine Triassic and the Neogene - a comparison. Austrian Journal of Earth Sciences, 102, 4-14.

Schlager, W., (2010). Ordered hierarchy versus scale invariance in sequence stratigraphy: International Journal of Earth Sciences, v. 99, no. SUPPL. 1, p. 139–151.

Schlee, J.S., Dillon, W.P., Grow, J.A., (1979). Structure of the continental slope off the eastern United States. In Doyle LJ, Pilkey OH (Editors). Geology of Continental Slopes, Special Publication 27: SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma. p. 95–117.

Schmidt, S., De Deckker, P., Etcheber, H., Caradec, S., (2010). Are the Murray Canyons offshore southern Australia still active for sediment transport? In: Bishop, P. Pillans, B. (Eds.). Australian Landscapes. Geological Society, London, Special Publications, 346, 43-55.

Schumm, S.A., (1993). River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy: The Journal of Geology, v. 101, no. 2, p. 279–294.

Shanmugan, G., Moila, R.J., (1991). Types of submarine fan lobes: models and implications. AAPG Bull. 75, 156–179.

Shanmugam, G., (2000). 50 Years of the Turbidite Paradigm (1950S-1990S): Deep Water Processes and Facies Models - a Critical Perspective. Mar. Pet. Geol., 17(2), 285–342.

Shinn, E., (1969). Submarine Lithification of Holocene Carbonate Sediments in the Persian Gulf: Sedimentology, v. 12, no. 1–2, p. 109–144.

Smith, S.V. and Buddemeier, R.W., (1992). Global change and coral reef ecosystems. Annu. Rev. Ecol. Syst., 23, 89-118.

Smith, M.T., (2014). Cenozoic stratigraphy of the North Carnarvon Basin: insights for the growth history of carbonate margins of the North West Shelf, Geology.

Smithers, S.G., Hopley, D., and Parnell, K.E., (2006). Fringing and Nearshore Coral Reefs of the Great Barrier Reef: Episodic Holocene Development and Future Prospects: Journal of Coastal Research, v. 221, no. 1989, p. 175–187.

Spence, G. H., & Tucker, M. E. (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, 112(3), 163–193.

Stephens, D.W., (1990). Changes in lake levels, salinity and the biological community of Great Salt Lake (Utah, USA), 1847-1987. Hydrobiologia, 197, 139-146.

Storlazzi, C.D., Logan, J.B., and Field, M.E., (2003). Quantitative morphology of a fringing reef tract from high-resolution laser bathymetry: Southern Molokai, Hawaii: Bulletin of the Geological Society of America, v. 115, no. 11, p. 1344–1355.

Strauss, D., and Sadler, P.M., (1989). Stochastic models for the completeness of stratigraphic sections: Mathematical Geology, v. 21, no. 1, p. 37-59.

Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O. & Wilson, C., (2004). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: A geotechnical approach. Marine Geology, 213(1–4), 291–321.

Surlyk, F., Ineson, J.R., (1992). Carbonate gravity flow deposition along a platform margin scarp (Silurian, North Greenland). Journal of Sedimentary Petrology, 62, 400-410.

Swart, P.K., Oehlert, A.M., Mackenzie, G.J., Eberli, G.P. and Reijmer, J.J.G., (2014). The fertilization of the Bahamas by Saharan dust: A trigger for carbonate precipitation? Geology, 42, 671-674.

T

Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., & Malgesini, G., (2012). Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. Sedimentology, 59(7), 1937–2003.

Talling, P.J., (2014). On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. Marine Geology, 352, 155–182.

Tcherepanov, E.N., Droxler, A.W., Lapointe, P., Dickens, G.R., Bentley, S.J., Beaufort, L., Peterson, L.C., Daniell, J. and Opdyke, B.N., (2008). Neogene evolution of the mixed carbonate-siliciclastic system in the Gulf of Papua, Papua New Guinea. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 113, F01S21.

Tcherepanov, E.N., Droxler, A.W., Lapointe, P. and Mohn, K., (2008). Carbonate seismic stratigraphy of the Gulf of Papua mixed depositional system: Neogene stratigraphic signature and eustatic control. Basin Research, 20, 185-209.

Tcherepanov, E.N., Droxler, A.W., Lapointe, P., Mohn, K. and Larsen, O.A., (2010). Siliciclastic influx and burial of the Cenozoic carbonate system in the Gulf of Papua. Marine and Petroleum Geology, 27, 533-554.

Tournadour, E., (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne: exemple de la pente nord de Little Bahama Bank (LBB), Bahamas. Ph.D. Thesis, Université de Bordeaux, 348 pp.

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.

Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Hanquiez, V. and Etienne, S., (2017). Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: the northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. Mar. Geol., 391, 76-97.

U

Urlaub, M., Talling, P.J., & Masson, D.G., (2013). Timing and frequency of large submarine landslides: Implications for

understanding triggers and future geohazard. Quaternary Science Reviews, 72, 63–82.

V

Vail, P.R., (1987). Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure, in A. W. Bally, ed., Atlas of Seismic Stratigraphy: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, v. 27-1, p. 1-10.

Van der Kooij, B., Immenhauser, A., Steuber, T., Rionda, J.R.B. and Tome, O.M., (2010). Controlling factors of volumetrically important marine carbonate cementation in deep slope settings. Sedimentology, 57, 1491-1525.

Van der Land, C., Mienis, F., de Haas, H., de Stigter, H.C., Swennen, R., Reijmer, J.J.G. and Van Weering, T.C.E., (2011). Paleo-redox fronts and their formation in carbonate mound sediments from the Rockall Trough. Marine Geology, 284, 86–95.

Van der Land, C., Eisele, M., Mienis, F., de Haas, H., Hebbeln, D., Reijmer, J.J.G. and van Weering, T.C.E., (2014). Carbonate mound development in contrasting settings on the Irish margin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 99, 297-306.

Van Weering, T.C.E., de Haas, H., de Stigter, H.C., Lykke-Andersen, H. and Kouvaev, I., (2003). Structure and development of giant carbonate mounds at the SW and SE Rockall Trough margins, NE Atlantic Ocean. Marine Geology, 198, 67-81.

Vanneste, M., Sultan, N., Garziglia, S., Forsberg, C.F., (2014). Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. Marine Geology, 352, 183–214.

Verwer, K., Della Porta, G., Merino-Tomé, O. and Kenter, J.A.M., (2009). Controls and predictability of carbonate facies architecture in a Lower Jurassic three-dimensional barrier-shoal complex (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). Sedimentology, 56, 1801- 1831.

W

Wallace, M.W., Holdgate, G.R., Daniels, J., Gallagher, S.J. and Smith, A., (2002). Sonic velocity, submarine canyons, and burial diagenesis in Oligocene-Holocene cool-water carbonates, Gippsland Basin, southeast Australia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 86, 1593-1607.

Warrlich, G.M.D., Waltham, D.A., & Bosence, D.W.J., (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D). Basin Research, 14(3), 379-400.

Wheeler, H.E., (1964). Baselevel, Lithosphere Surface, and Time-Stratigraphy: Geological Society of America Bulletin, v. 75, no. 7, p. 599–610.

Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P., Mountjoy, E.W., Homewood, P.W., (2000). Bypass margins, basin-restricted wedges, and platform-to-basin correlation, Upper Devonian, Canadian Rocky Mountains: implications for sequence stratigraphy of carbonate platform systems. Journal of Sedimentary Research, 70, 913-936.

Weiner, S. and Dove, P.M., (2003). An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 54, 1-29.

Weij, R., Reijmer, J.J.G., Eberli, G.P. and Swart, P.K., (2019). The limited link between accommodation space, sediment thickness, and inner platform facies distribution (Holocene-Pleistocene, Bahamas). Depositional Record, 5, 400–420.

Wendt, J., Belka, Z., Kaufmann, B., Kostrewa, R. and Hayer, J., (1997). The world's most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). Journal of Sedimentary Research, 67, 424-436.

Wilson, J.L., (1975). Carbonate Facies in Geologic History: New York, NY, Springer New York.

Wilson, P.A. and 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, 713-716.

Wilson, P.A. and Roberts, H.H., (1995). Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. Journal of Sedimentary Research, A65, 45-56.

Wright, V.P., Wilson, R.C.L., (1984). A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. J. Sediment. Petrol. 54, 394–412.

X

Xie, X., and Heller, P.L., (2009). Plate tectonics and basin subsidence history: Bulletin of the Geological Society of America, v. 121, no. 1–2, p. 55–64.

Y

Yates, K.K., and Robbins, L.L., (1999). Radioisotope tracer studies of inorganic carbon and Ca in microbially derived CaCO3: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 63, no. 1, p. 129–136.

3. Matériels et Méthodes

Problématique

Cette thèse s'inscrit à la suite de plusieurs thèses dans le cadre du programme CARAMBAR de l'université de Bordeaux voir ***(Chapitre I)***. Le point fort de ce projet est la multitude de données acquises (sismique, bathymétrie, carottage). Les Bahamas ayant déjà étaient très étudiés, de nombreuses données du domaine public sont accessibles. L'ensemble des données disponibles a été utilisé pour répondre aux objectifs de la thèse. Ce chapitre a pour problématique de décrire de façon claire les différentes méthodologies qui sont utilisées dans cette étude.

Objectifs

- Description de la base de données et des outils qui ont été utilisés.
- Décrire la méthodologie d'interprétation sismique et de calibration des puits.
- Décrire la méthodologie de la caractérisation morphologique et faciologique du système d'Exuma / plaine abyssale de San Salvador.
- Décrire la méthodologie de quantification de la production.
- Décrire la méthodologie de la modélisation stratigraphique «basée processus».

Organisation

3.1 - Origine des données ____ 101

3.1.1 - Les données de la marge au vent (windward) 101
3.1.2 - Les données de la plateforme et de la marge sous le vent (leeward) 101

3.2 - Les outils ____ 103

3.2.1 - La sismique multitraces (HR) de la marge au vent 103
3.2.2 - Les données de puits sur la plateforme (BDP) et (ODP) des marges au vent et sous le vent 103
3.2.3 - Les données de carottages Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador 104
3.2.4 - Les données bathymétrique de réflectivité et de sismique très haute résolution (THR) 104

3.3 - Sédimentologie et stratigraphie sismique (workflow) ____ 106

3.3.1 - Traitement et méthodes d'analyses des données de puits 106
3.3.2 - Calage sismique - puits 107
3.3.3 - Traitement et méthodes d'analyses des données sismiques 107

3.4 - Caractérisation morphologique et faciologique récente (workflow) ____ 109

3.4.1 - Méthodologie de l'étude portant sur la caractérisation morphologique et faciologique récente ... 109
3.4.2 - Les incertitudes de la méthodologie pour la caractérisation morphologique et faciologique récente 110

3.5 - La quantification de la production et de l'export (workflow) ____ 113

3.5.1 - Méthodologie de l'étude de quantification de la production et de l'export 113

3.6 - Présentation de la modélisation stratigraphique ____ 115

3.6.1 - Présentation du logiciel DionisosFlow® 115

3.7 - La modélisation stratigraphique ____ 117

3.7.1 - Introduction à la modélisation stratigraphique 117

3.7.2 - Méthodes de la modélisation stratigraphique 117
3.7.3 - Méthodologies appliquées aux Bahamas 118

3.8 - Les limites de la modélisation stratigraphique 121

3.9 – Références bibliographiques du chapitre III 122

Chapitre III - Matériels et Méthodes

3.1 - Origine des données

Ce travail de thèse est le résultat d'une **intégration** d'une **multitude de données** sismique 2D haute résolution et très haute résolution, de puits, de carotte, de bathymétrie et de réflectivité, publiées ou non publiées, dans le contexte de marge au vent et sous le vent. Dans cette partie, il sera décrit et discuté les différents types de données ainsi que le travail qui a été effectué ainsi que les méthodes innovantes qui ont été développées lors de ce travail.

3.1.1 - Les données de la marge au vent (windward)

Pour la marge au vent, ce travail de thèse repose sur quatre types de données : **1.** Des données de sismique 2D haute résolution, **2.** Des données de puits, **3.** Des données de carottages, **4.** Des données bathymétriques, de réflectivité et de sismique 2D très haute résolution :

1. Des données sismique 2D de haute résolution (HR) recueillies lors de la campagne d'acquisition océanographique CARAMBAR 2 qui s'est déroulée en 2017, dont le but était d'étudier les systèmes de pentes au vent néogène et quaternaire des Bahamas (Mulder, 2016). Ces données sismiques 2D couvrent 14 000 km^2 en reliant 1697 km de lignes 2D. La zone de couverture sismique va de la zone proximale d'Exuma Sound à la zone ultra distale de plaine abyssale de San Salvador (**Figure 3.1.A**).

2. Des données de puits du leg ODP 101 (puits 631, 632 et 633) (Austin et al., 1986) dans la zone proximal d'Exuma Sound, qui traverse l'intégralité des séries depuis le fond marin jusqu'au Néogène supérieur (Tortonien/Serravallien) (**Figure 3.1.A**).

3. Des données de carottages de la mission BACAR de 1981 durant laquelle 21 carottes sédimentaires ont été prélevées au sein de la zone distale du San Salvador (Ravenne et al., 1983; Cartwright, 1985). Ce jeu de données a été complété par la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016) qui a prélevé 14 carottes sur la zone proximale du système incluant la vallée d'Exuma et son plateau (**Figure 3.1.B**).

4. Des données de bathymétrie, de réflectivité du fond marin ainsi que de sismique 2D très haute résolution aussi acquise lors de la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016) couvrant 20 395 km^2 depuis Exuma Sound à la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 3.1.B**).

3.1.2 - Les données de la plateforme et de la marge sous le vent (leeward)

Pour la plateforme et la marge sous le vent, ce travail de thèse repose sur l'intégration de données de subsurface (sismique et puits) provenant de nombreuses campagnes (BDP - ODP - CARAMBAR 1) : **1.** Les données de puits sur la plateforme (BDP - *Bahamas Drilling Project*), **2.** Les données de puits sur la pente et dans le bassin (ODP), **3.** Les données sismiques (CARAMBAR 1).

1. Les données de puits sur la plateforme proviennent de la campagne BDP (Ginsburg, 2001) incluant les puits (Unda et Clino) qui traversent l'intégralité des séries depuis l'actuel plateforme jusqu'au Néogène supérieur (**Figure 3.1.A**).

2. Les données de puits ODP sur la pente et dans le bassin proviennent du leg 166 (Eberli et al., 1997a) incluant les puits (1003-1004-1005-1006-1007). Ces puits traversent aussi les séries jusqu'au Néogène (**Figure 3.1.A**).

3. Les données sismiques de la campagne CARAMBAR 1 (Mulder et al., 2012a), ainsi que les interprétations qui en sont issues ont été intégré dans la base de données de cette thèse.

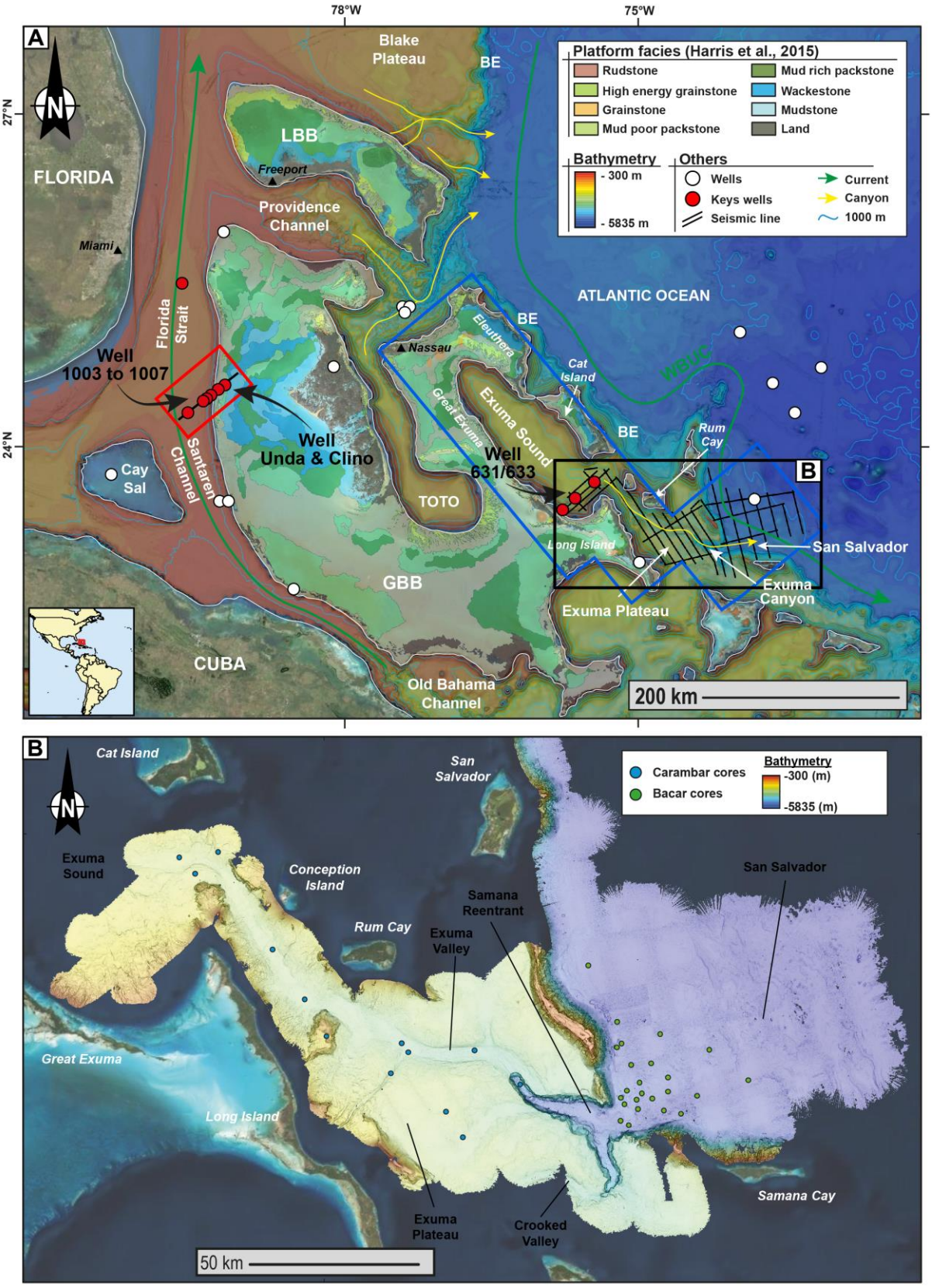


Figure 3.1. A. Carte régionale des Bahamas et les deux zones d'études au vent et sous le vent avec la base de données disponible, la sismique de CARAMBAR 2 est en noir dans la zone d'Exuma Sound, les puits clefs sont en rouge. La carte de faciès sur la plateforme est issue de Harris et al. (2015). B. Carte du système d'Exuma à la plaine abyssale de San Salvador montrant les données bathymétriques, de carottage de la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016) et de carottage de la mission BACAR (Ravenne et al., 1983).

3.2 - Les outils

Dans cette étude, six types de données ont été utilisés : des données sismique 2D haute résolution et très haute résolution, de puits, de carottes, bathymétrique et de réflectivité.

3.2.1 - La sismique multitraces (HR) de la marge au vent

La sismique multitraces Haute Résolution (HR) qui a été utilisée pour cette étude a été acquise à l'aide d'une source constituée de quatre canons à air 35/35 inc^3, d'un récepteur constitué d'une flûte 192 traces avec une interface de 6.25 m et un système d'acquisition avec les caractéristiques suivantes : temps de tir est de 1/9 s et le temps d'acquisition de 1/8 s. Cet outil permet une pénétration dans les sédiments de l'ordre de 1 s TWT, avec une résolution verticale de l'ordre de 2 m.

3.2.2 - Les données de puits sur la plateforme (BDP) et (ODP) des marges au vent et sous le vent

Les Bahamas ont fait l'objet d'un grand nombre d'études passant notamment par le forage de puits. Trois missions de forage sont utilisées dans le cadre de cette thèse pour calibrer les données sismique, stratigraphique et sédimentologique des données sismiques HR et à la corrélation plateforme - bassin.

1. Les forages (631-632-633) font partie du Leg ODP 101. Ces puits ont été forés au sein **d'Exuma Sound sur la marge au vent** depuis la pente moyenne jusqu'au bassin. Ce projet fut réalisé en 1985 sous la direction de (Austin et al., 1986). Ce projet avait plusieurs buts selon la nature du forage (profond ou non) : **1.** Pour les forages profonds l'objectif était d'étudier l'origine de la configuration **actuelle des plateformes et des bassins des Bahamas**. **2.** Les forages à objectif peu profond avaient pour but d'examiner **l'anatomie des pentes des plateformes carbonatées**. Dans le cadre de cette thèse l'accent sera mis sur ces puits et dans le secteur d'Exuma Sound. Les données des puits d'Exuma Sound ayant foré à des profondeurs d'eau variables (1081 - 1996 m) et avec une pénétration entre (227 - 284 m) informent sur l'ensemble de la stratigraphie jusqu'au **Tortonien** (**Tableau 3.1**). L'ensemble de ces puits ont fait partie de campagnes d'échantillonnage plus ou moins continu avec un taux de récupération moyen d'environ **51%** sur l'ensemble de la colonne sédimentaire. Ces puits ont aussi fait l'objet d'analyses diagraphique, biostratigraphique, lithologique (rapport Leg 101 : Austin et al., 1986).

2. Les données de forage de la plateforme de la mission BDP (*Bahamas Drilling Project*) : correspondent aux puits **Unda** et **Clino**. Ces puits ont été forés au niveau de la plateforme le long de la ligne *Western Line* dans le cadre du projet (BDP) dirigé par Ginsburg (2001). Ces puits sur la plateforme à environ 7 m de profondeur d'eau se trouvent à 8,5 km l'un de l'autre. Les puits ont pénétré les parties proximales des séquences progradantes du **Néogène supérieur au Quaternaire**. Ces forages ont fait l'objet de carottages fournissant l'enregistrement des changements du niveau marin en eau peu profonde. L'enregistrement de plusieurs hiérarchies de fluctuations du niveau marin a été identifié dans la lithologie et dans la signature des diagraphies (Eberli et al., 1997b). Ces puits ont aussi fait l'objet d'analyses diagraphique, biostratigraphique et lithologiques (Eberli et al., 1997b). Ils viennent compléter le transect des puits ODP du Leg 166 dans le but de tester les interprétations stratigraphiques proposées par Eberli & Ginsburg (1989), mais aussi pour étudier le rôle des variations du niveau marin sur les faciès et l'architecture de la plateforme. La récupération pour le puits Unda est de **82,9%** pour 454,15 m forés et de **80,8%** pour Clino avec 677,71 m de forage (Ginsburg 2001) (**Tableau 3.1**).

3. Les puits (1003-1004-1005-1006-1007) font partie du Leg ODP 166. Ces puits ont été forés le **long d'un transect NE-SW** de la marge sous le vent depuis le **haut du talus jusqu'au bassin**. Ce projet fut proposé en 1994 dans le but de tester les interprétations stratigraphiques qui ont été proposées par Eberli & Ginsburg (1987, 1989). Ces puits ont été forés à des profondeurs d'eau variables (362 - 659 m) et avec une pénétration variable (200 - 1300 m) et traversant des horizons allant jusqu'à **l'Oligocène supérieur** (**Tableau 3.1**). L'ensemble de ces puits ont été échantillonnés en continu avec

de bons taux de récupération, environ **55%** sur l'ensemble de la colonne sédimentaire. Ces puits ont aussi fait l'objet d'analyses diagraphiques, biostratigraphiques et lithologiques (rapport Leg 166 : Eberli et al., 1997ab).

	ODP Leg 101 (windward)			BDP (platform)		ODP Leg 166 (leeward)				
Well	631	632	633	Unda	Clino	1003	1004	1005	1006	1007
Wd (m)	1081	1996	1681			482	419	362	658	659
Penetration (m)	244	284	227	454	678	1300	200	700	717	1235
Td (m)	1325	2280	1908	454	678	1782	619	1062	1375	1894
Td (age)	Up Mio	Tortonian	Up Mio	Tortonian	Tortonian	Aquitanian	Piacenzian	Tortonian	Serraval	Late Oligo

Tableau 3.1. Inventaire des puits clefs pour cette étude de la marge windward ODP Leg (101), de la plateforme BDP et de la marge leeward ODP Leg (166) en associant les profondeurs d'eau, la pénétration et profondeur totale et les âges en base de chaque puits.

3.2.3 - Les données de carottages Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador

La zone de la plaine abyssale de San Salvador a fait l'objet d'une étude par l'IFP en 1981 lors de la mission BACAR par Ravenne et al. (1983). Cette mission a prélevé **21 carottes sédimentaires** (Ravenne et al., 1983; Cartwright, 1985) dans la partie distale du système au débouché du canyon pour un total cumulé de 49,98 m (**Tableau 3.2**). Cette campagne a permis une caractérisation de l'éventail distal sableux.

La zone d'Exuma vallée et de son plateau a fait l'objet d'une campagne de carottage lors de la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016). Durant cette mission, **14 carottes** ont été prélevées en utilisant un carottier Küllenberg pour un total cumulé de 83,15 m (**Tableau 3.2**). Cette mission a pour but la caractérisation de la sédimentation récente.

BACAR CORE CAMPAIGN

• Core	• Latitude	• Longitude	• Depth (m)	• Length (m)
BAC3	23°48'	74°15'0001	4749	1,83
BAC4	23°37'	74°05'0003	4633	1,07
BAC5	23°29'	73°91'0003	4840	0,77
BAC9	23°22'	74°13'9999	4563	3
BAC10	23°20'	74°11'0000	4547	7
BAC12	23°27'	74°12'0002	4455	3,32
BAC13	23°30'	74°12'0002	4447	6,36
BAC14	23°44'	74°12'9997	4709	2,08
BAC15	23°43'	74°15'0001	4776	0,48
BAC16	23°32'	74°08'0001	4539	6,3
BAC18	23°25	74°01'0002	4819	1,48
BAC19	23°25	73°95'9999	4695	1,3
BAC20	23°29'	74°06'9999	4564	2,3
BAC21	23°29'	74°04'0000	4633	2,05
BAC23	23°34'	74	4625	1,05
BAC25	23°30'	74	4711	0,23
BAC27	23°34'	73°76'0002	4841	1
BAC28	23°42'	73°87'9997	4705	1,01
BAC29	23°45'	74°01'9996	4769	0,65
BAC30	23°2900009	74°12'9997	4366	6,7
Total				**49.98 m**

CARAMBAR CORE CAMPAIGN

• Core	• Latitude	• Longitude	• Depth (m)	• Length (m)
CAR2KS15	23°35'48	74°80'55	2427	3,73
CAR2KS16	23°43'648	74°77'36	2787	3,79
CAR2KS17	23°41'205	74°75'42	2729	11,10
CAR2KS18	23°41'683	74°56'11	2919	2,99
CAR2KS19	23°32'511	74°42'7983	3860	2,26
CAR2KS20	23°18'25	74°59'5217	2532	11
CAR2KS21	23°25'21	74°64'4083	2327	10,50
CAR2KS22	23°45'491	74°99'2283	1462	4,55
CAR2KS23	23°55'498	75°05'5567	2581	3,61
CAR2KS24	23°68'903	75°15'0017	2497	5,96
CAR2KS25	23°89'29	75°37'5767	2095	11,08
CAR2KS26	23°93'686	75°42'1767	2211	3,58
CAR2KS27	23°95'123	75°30'88	2060	9
Total				**83.15 m**

Tableau 3.2. Inventaire des carottes des missions BACAR et CARAMBAR 2 sur le système d'Exuma / plaine abyssale de San Salvador.

3.2.4 - Les données bathymétrique de réflectivité et de sismique très haute résolution (THR)

Les données multifaisceaux utilisés dans le cadre de cette étude proviennent du sondeur Konsberg EM122/EM710 fixé sous le navire *L'Atalante*. Cette campagne en mer intègre **20 395 km²**

de couverture **bathymétrique** et de **réflectivité du fond marin**. Ce jeu de données a pour but la cartographie du fond marin. De plus, lors de cette mission, des données de **sismique très haute résolution** (THR) ont été acquise à partir d'un sondeur de sédiments avec un mode de fonctionnement qui est basé sur le principe de la sismique réflexion, avec une source d'émission de fréquence moyenne 1800 - 5300 Hz. L'instrument est lui aussi placé sous le navire et a pour but l'étude des dépôts sous-marins superficiels à très haute résolution avec une pénétration maximale de 100 m et une résolution verticale autour de 0.2 ms. L'enjeu principal de ce type d'étude est la détermination du type de sédiment du fond marin. La profondeur de pénétration est variable suivant le type de sédiment fin ou grossier.

3.3 - Sédimentologie et stratigraphie sismique (workflow)

La base de données couvre l'ensemble des domaines allant des bassins profonds à la plateforme *via* des données de puits et sismique. Dans cette partie, nous discuterons le *workflow* qui a été utilisé pour l'étude sédimentologique - sismostratigraphique ainsi que le but de cette étude (**Figure 3.2**).

3.3.1 - Traitement et méthodes d'analyses des données de puits

L'ensemble des données de puits de la marge au vent, sous le vent et sur la plateforme ont été intégré dans leur intégralité dans le but d'uniformiser : **1.** Les faciès, les classes de faciès, les motifs sédimentaires, **2.** La stratigraphie, les séquences régionales et locales. L'ensemble de ces données ODP sont accessibles en ligne - leg 101 : (*http://www-odp.tamu.edu/publications/citations/cite101.html*), leg 166 : (*http://www-odp.tamu.edu/publications/166IR/166TOC.HTM*).

1. L'ensemble des descriptions des puits disponibles ont été reprisent dans le but d'une uniformisation globale des faciès. Une **disparité des données existe entre les deux marges et la plateforme**. La marge sous le vent a fait l'objet de nombreuses études ce qui confère une plus grande robustesse des données sédimentologiques, pour les puits 1003 à 1007 et notamment pour les sections allant du Miocène au Pléistocène qui ont été plus largement étudiées par Betzler et al. (1999), Bernet et al. (2000), Rendle & Reijmer (2002) et Reuning et al. (2002). Les puits de la marge au vent ont été décrits par Austin et al. (1986). Seule la section Pléistocène de puits 632 a été reprise par Reijmer et al. (2012).

Dans ce but pour les faciès (bassin) **trois associations** des faciès ont été définies (calcidébrites, calciturbidites et dépôt *fall-out*) regroupant **six faciès**. Chaque association de faciès est caractérisée par une **texture et une granulométrie**. Une attention particulière a été portée aux fragments, à la nature des lithoclastes et bioclastes. Pour les faciès de la plateforme une attention particulière a été portée sur la granulométrie, les clastes (faunes) et les environnements de dépôts. Pour l'ensemble des puits, les motifs d'empilement sédimentaire ont été observés dans le but de créer des séquences type et les répertorier.

2. Un effort conséquent a été réalisé sur la stratigraphie des deux marges et de la plateforme : **La chronostratigraphie** des puits 631, 632 et 633 du leg ODP 101 sur la **marge au vent** est basée sur les foraminifères planctoniques, les nannofossiles et les variations de la teneur en aragonite et les isotopes d'oxygène documentés dans le rapport du leg 101 (Austin et al., 1986, 1988). Une autre approche pour la stratigraphie à haute résolution a été proposée par Reijmer et al. (1992, 2012) sur le site distal 632. Cette datation est basée sur les **variations de composition des calciturbidites et des calcidébrites** des derniers 23 MIS.

Pour les puits de la plateforme Unda, Clino et les puits ODP 166 de la **marge sous le vent**, la chronostratigraphie du Pliocène inférieur est basée sur une intégration stratigraphique exhaustive de Busson (2018) et de la littérature disponible (Eberli et al., 1997a; Rendle et al., 2000; McNeill et al., 2001; Rendle & Reijmer 2002; Wunsch et al., 2018). Pour les unités miocène, nous avons utilisé les marqueurs proposés par Principaud et al. (2017) avec l'équivalent en âge de Ladd et al. (1987) et Eberli et al. (2002). Une **corrélation chronostratigraphique** de la plateforme avec les marges au vent et sous le vent a été réalisée.

La synthèse de la littérature disponible nous a conduit à établir une **corrélation cohérente** pour tous les puits sans effort de re-datation de sections carottées. Pour ce travail, nous avons supposé que les surfaces majeures identifiées et interprétées dans les études récentes de Busson et al. (2019) et Principaud et al. (2017) sur la **marge de la plateforme sous le vent et sa pente supérieure peuvent être extrapolées à la pente inférieure et au bassin de la marge au vent**. Nous avons donc identifié et corrélé les limites des séquences sismiques précédemment définies par (Austin et al., 1986; Eberli et al., 2002; Principaud et al., 2017; Busson et al., 2018) au niveau des deux marges et de la plateforme.

Le but de ce travail sur les puits est multiple : (a) Réaliser pour la première fois un transect de corrélation régional depuis le Tortonien liant les marges au vent et sous le vent avec la plateforme des Bahamas. **(b)** Comparer les faciès produits et exportés suivant les intervalles temps et les marges. **(c)** Comparer les taux préservés avec les taux exportés de la plateforme et pente - bassin adjacent. **(d)** Définir une réponse stratigraphique type en fonction de la *factory*, de la préservation et de l'export suivant le type de marge.

3.3.2 - Calage sismique - puits

Les données sismiques 2D multitraces ont été calibrées à l'aide des puits ODP du Leg 101 dans Exuma Sound. En l'absence de données de puits pour la **calibration sismique** des zones d'Exuma Plateau et de la plaine abyssale de San Salvador, la calibration a été réalisé par les **faciès sismiques** et la **sismo-stratigraphie** établissant des corrélations avec la zone d'Exuma Sound. En raison du manque de donnée et de l'absence de donnée de *check-shots* et de la faible couverture du log de densité dans Exuma Sound, le **modèle de vitesse** est basé sur la vitesse du log sonique du puits 632 qui a été foré sur les lignes 57 et 60 de la mission CARAMBAR 2 de Mulder (2016) à travers l'intervalle stratigraphique complet du Quaternaire-Néogène supérieur /moyen jusqu'à 283,3 m (Austin et al., 1986).

Le calage sismique et l'interprétation ont été réalisés sur le logiciel IHS Markit Kingdom. **Le but de ce travail sur le calage sismique avec les puits : (a)** d'avoir un cadre stratigraphique bien défini pour l'interprétation sismique, **(b)** de pouvoir contraindre les faciès sismiques avec les faciès au puits.

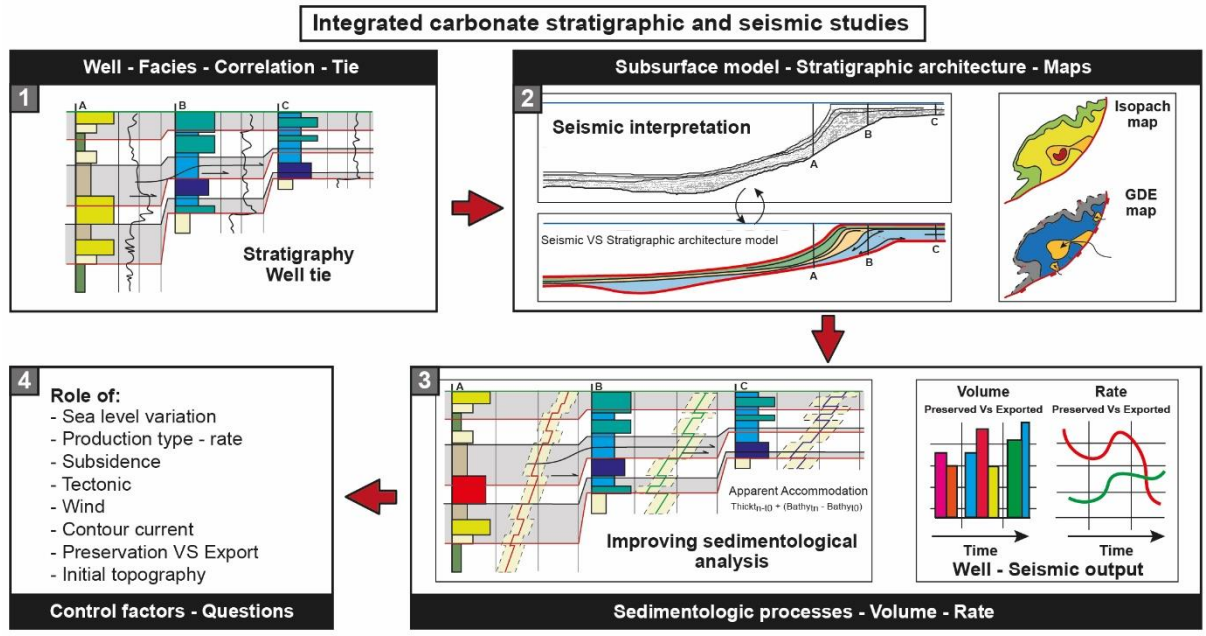


Figure 3.2. *Workflow* de l'étude sédimentologique et de stratigraphie sismique pour les Bahamas.

3.3.3 - Traitement et méthodes d'analyses des données sismiques

La stratigraphie sismique est la méthode reine pour l'interprétation des données sismiques. Cette méthode consiste à définir des séquences et analyser les faciès internes. L'interprétation stratigraphique sismique a été réalisée selon la terminologie de la stratigraphie des séquences carbonatées (Mitchum et al., 1977a, 1977b; Vail et al., 1977; Sarg., 1988). Chaque unité est délimitée par des surfaces stratigraphiques régionales clés qui peuvent être interprétées comme des limites de séquence (**Figure 3.3 – 3.4**).

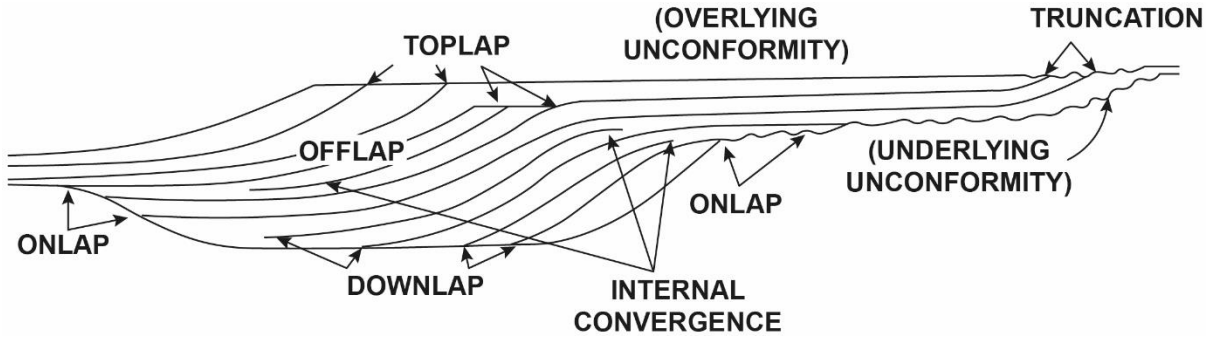


Figure 3.3. Représentation des différentes terminaisons stratigraphiques et des réflecteurs sismiques au sein d'une séquence de dépôt (d'après Mitchum et al., 1977).

L'interprétation sismique a été faite au sein du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador. Les lignes sismiques clefs des marges au vent et sous le vent sont présentées (**Figure 3.4**).

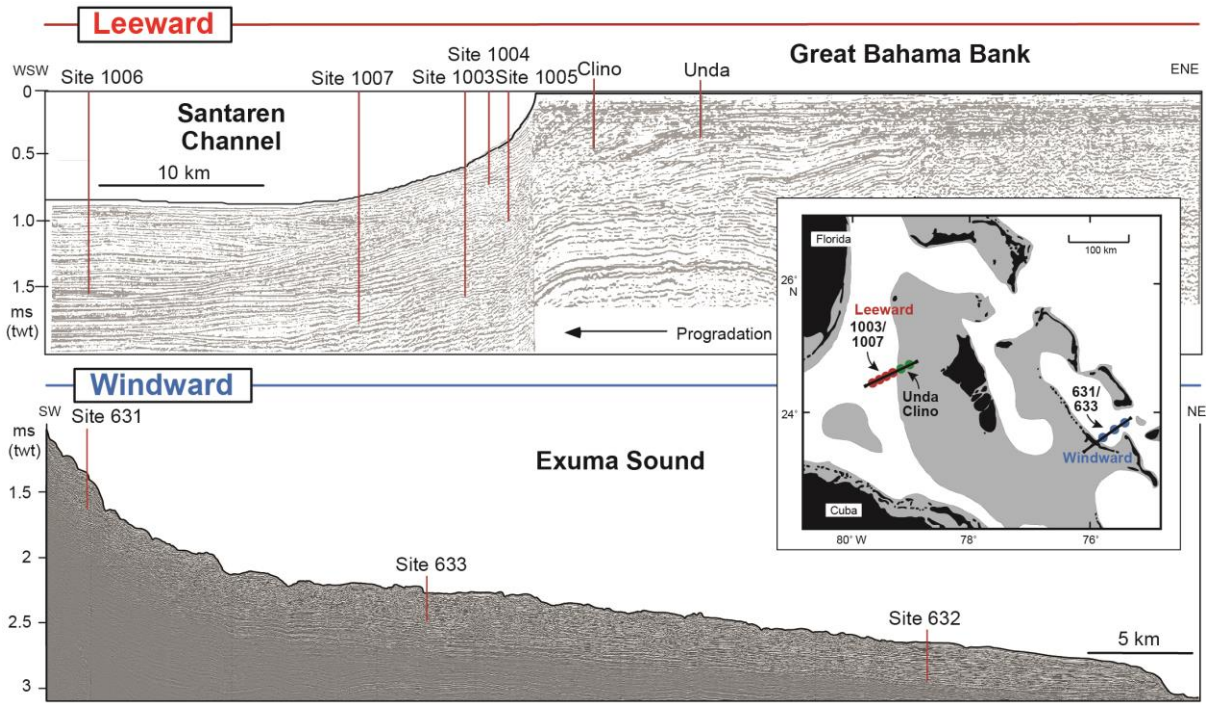


Figure 3.4. Ligne sismique de référence de la marge leeward non interprétée avec les puits qui ont été utilisés lors de cette étude (Eberli et Ginsburg 1987, 1989; Eberli et al., 1997; Ginsburg 2001). Ligne clef de la marge windward (Exuma Sound) provenant de la mission CARAMBAR 2 de Mulder (2016) ainsi que les puits utiles à cette étude de Austin et al. (1986).

3.4 - Caractérisation morphologique et faciologique récente (workflow)

La caractérisation de la **morphologie et la prédiction des faciès sédimentaires** *via* des données bathymétrique, de réflectivité, et de sismique très haute résolution peuvent être des enjeux pour l'étude des fonds marin, pour l'implantation d'éoliennes en mer, et de plateforme etc... Cette étude a pour but de définir rapidement au travers d'une étude intégrée, la définition de faciès et des processus sédimentaire sur la zone d'Exuma à la plaine abyssale de San Salvador *via* des données de carotte sédimentaire de bathymétrie, de réflectivité et de sismique très haute résolution. Pour cela, une méthodologie a été mise en place incluant **six étapes** (**Figure 3.5**).

3.4.1 - Méthodologie de l'étude portant sur la caractérisation morphologique et faciologique récente

1. Description des carottes sédimentaire : Cette première partie a pour but de décrire les carottes sédimentaires. Pour cela, une classification sédimentaire est définie qui s'intéresse à la granulométrie des faciès et à leur processus (**Figure 3.5**).

2. *Pie chart* et distribution des faciès : Dans cette seconde partie, nous nous intéressons à la répartition des faciès suivant deux échelles. La première est l'échelle de la carotte. Pour cela la **proportion de faciès** présent au sein du carotte est calculée. La seconde échelle s'intéresse à la **répartition géographique** des faciès. Pour cela la proportion des faciès de chaque carotte est mise sous forme de *pie chart* et par la suite, chaque *pie chart* est reporté sur carte à l'emplacement des carottes. Cette étape nous informe de la répartition géographique de la proportion de faciès. A la suite de cette étape des zones de **répartition de faciès** peuvent être définies (**Figure 3.5**).

3. Traitement des données bathymétrique, de réflectivité et de sismique très haute résolution : Pour cette troisième étape, **trois sous étapes** sont nécessaires. **La première** sous étape vise à la caractérisation morphologique des données bathymétrique. Pour cela, les éléments morphologiques sont interprétés. **La seconde** sous étape vise elle à la définition et la classification de faciès réflectifs correspondant à l'énergie du signal rétrodiffusé par le fond marin, et donc renseigne sur la lithologie et/ou l'état de consolidation des sédiments. Les faciès de réflectivité se traduisent en niveaux de gris. En règle générale les zones les moins réflectives présentent des sédiments fins et les zones les plus réflectives traduisent la présence de sédiments plus grossiers ou compacts. **La troisième** sous étape vise elle aussi à la définition et classification de faciès ici provenant de la sismique très haute résolution ou (*Chirp*). Cette classification a pour but de déterminer les processus à l'origine des dépôts à faible profondeur. La méthode repose sur une interprétation du signal réfléchi comme l'amplitude, la continuité, l'impédance, la géométrie afin de définir des échofaciès (Damuth et Hayes, 1977; Damuth, 1980). Ceci permet de caractériser les dépôts en fonction de l'organisation comme par exemple : transparent, chaotique, laminé mais aussi la lithologie (sourd, pénétrant) (**Figure 3.5**).

4. Cartographie des données bathymétriques, de réflectivité et de sismique très haute résolution : Dans cette étape nous passons en carte les interprétations de la **partie 3**. Pour cela, les données de la **bathymétrie sont uniformisées** afin de bien définir les morphologies type en carte. Les **faciès réflectifs** et de **sismique très haute résolution** sont à leur tour mis sur carte. À la fin de cette étape nous avons donc un jeu de **trois cartes** : **1.** Carte morpho-bathymétrique, **2** Carte de faciès de la réflectivité, **3.** Carte des échofaciès de la sismique très haute résolution (**Figure 3.5**).

5. Empilement des cartes morpho-bathymétrique, et de faciès réflectif et de sismique très haute résolution : Dans un premier temps, une **nouvelle classification** de faciès est réalisée. Cette classification fait le mélange des faciès réflectifs, de sismique très haute résolution, et associe les figures morphologiques pour la même extension spatiale. En d'autres termes, **un faciès** inclut sur une même surface les **trois entrées**. Ensuite, ces faciès sont à leurs tours cartographiés. Dans une dernière étape, une **simplification** du nombre de faciès sur carte est réalisée afin de rendre la carte plus lisible par un mélange de certains faciès très proche en termes de définition (**Figure 3.5**).

6. Comparaison de la répartition des faciès sédimentaires avec les faciès issus des données acoustique et sismique : Lors de cette dernière étape, la comparaison de la carte de **l'étape 5** avec la distribution des faciès sous la forme de pie chart est faite. Cette étape est une sorte de contrôle de qualité. A la fin de cette étape se pose la question de la **prédictivité** ou non des faciès sédimentaires et de leur représentativité *via* des données acoustiques et sismiques très haute résolution. Cette question est abordée dans la partie suivante (**Figure 3.5**).

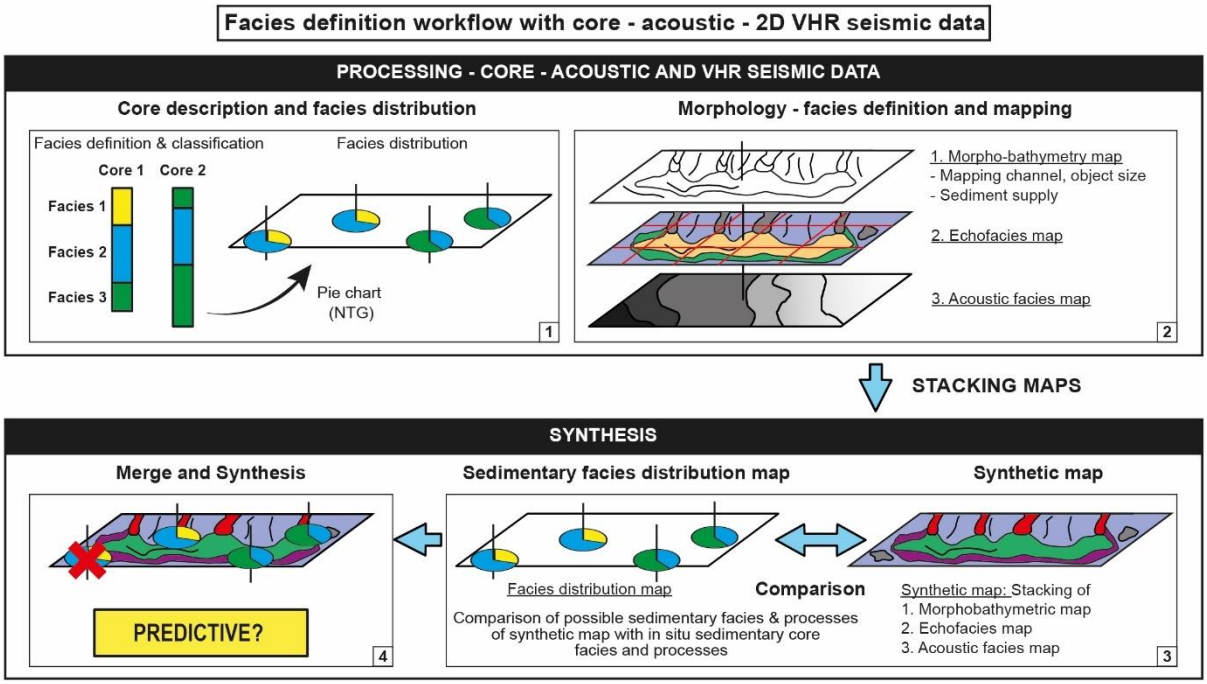


Figure 3.5. *Workflow* de la caractérisation morphologique et faciologique récente.

3.4.2 - Les incertitudes de la méthodologie pour la caractérisation morphologique et faciologique récente

Dans le cadre d'une **quantification des incertitudes** de cette méthodologie une **matrice d'analyse de l'incertitude** est réalisée en fonction des différentes données et des tâches effectuées. Cette matrice des incertitudes comporte deux axes avec les valeurs allant de **1 à 5** avec en abscisse le poids du paramètre et en ordonnée la **probabilité d'occurrence**. Afin d'attribuer une note à chaque tâche, la valeur de l'abscisse et l'ordonnée sont multipliées, attribuant donc une **notation d'incertitude** allant de **1 à 25**. **Huit tâches** ont été identifiées pour cette étude allant de la description des carottes à la création des cartes comme le présente la matrice (**Figure 3.6**). Dans la suite de ce paragraphe est discuté **l'incertitude** de chaque tâche, le/les facteurs responsables et donc les limites de cette méthodologie. Cette démarche est menée selon une **démarche pragmatique**. Elle est appuyée sur l'expérience acquise lors de la réalisation de ce travail.

A. Description des carottes, classification et distribution des faciès : Cette tâche présente une incertitude très faible **4/25**. Cette note est le résultat d'une probabilité d'occurrence très faible car nous estimons que la probabilité que le géologue se trompe largement sur une description de faciès est très faible. Mais si une mauvaise description est faite, elle a un fort impact sur la compréhension du système et sa distribution ce qui donne la **note de 4**. L'incertitude lié à cette tâche est donc déterministe en lien avec l'expérience du géologue (**Figure 3.6**).

B. Morpho bathymétrie : Cette tâche présente une incertitude assez faible avec la note de **6/25** avec une probabilité de **2/5** et le poids du paramètre de **3/5**. Nous estimons que la probabilité que le géologue se trompe sur une figure **sédimentaire/morphologie** est assez faible et l'incertitude résultant est donc modéré. Les deux limites pour cette tâche sont : **1.** La résolution de la bathymétrie (permet-

elle l'identification des ensembles qui doivent faire l'objet d'une interprétation ?), **2.** La limite humaine de l'interprétateur (**Figure 3.6**).

C. Définition et classification des faciès de la réflectivité : La tâche C a la note de **9/25** sur l'échelle des incertitudes avec une probabilité d'erreur et un poids de paramètre qui sont modérés. L'incertitude de cette tâche est donc modérée. Les limites sont ici aussi au nombre de deux, issues de la résolution de l'acquisition de la réflectivité et de l'interprétation humaine (**Figure 3.6**).

D. Cartographie de la réflectivité : L'incertitude de cette tâche est faible avec la note de **4/25**. Nous estimons que la probabilité est très faible **(1/5)** alors que le poids du paramètre est assez important **(4/5)** (**Figure 3.6**). Il y a donc très peu de risque que cette tâche comporte une incertitude majeure, à condition bien entendu que la définition des faciès soit correctement établie.

E. Définition des faciès de la sismique très haute résolution : Cette tâche représente une incertitude moyenne avec la note de **9/25**. Ici, la probabilité d'une mauvaise interprétation est moyenne **(3/5)** comme l'incertitude qui est encouru. Les limites sont aussi ici de deux types : la résolution des données et **anthropique**, issue de l'interprétation (**Figure 3.6**).

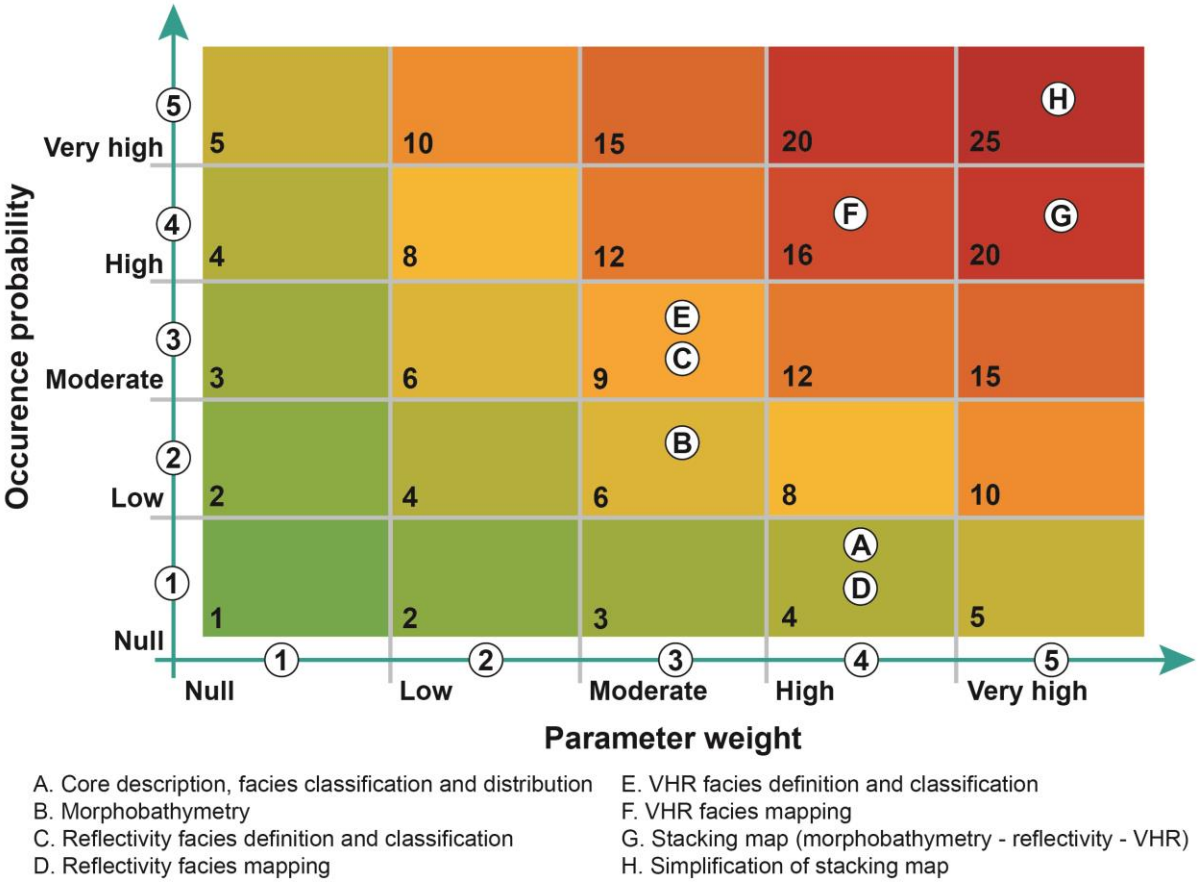


Figure 3.6. Matrice des risques pour l'étude de la caractérisation morphologique et faciologique du fond marin récent.

F. Cartographie des faciès de la sismique très haute résolution : Cette tâche présente une incertitude importante **16/25**. Cette incertitude est la résultante d'une probabilité d'erreur et d'un poids du paramètre qui sont respectivement de **4** et **4** (**Figure 3.6**). Les limites sont issues de la résolution de l'espacement des lignes sismiques de très haute résolution et donc de l'extension des faciès de ligne à ligne. Plus les lignes sont espacées, plus l'incertitude est grande.

G. Mélange des cartes morpho bathymétriques, de réflectivité et de sismique très haute résolution : Cette tâche présente une très forte incertitude. Pour la définition de cette notation de **20/25**

nous avons pris en compte que les probabilités d'erreur de cette carte qui est en quelque sorte la somme des erreurs des cartes précédentes, à savoir la morpho bathymétrique, la réflectivité et la sismique très haute résolution (**Figure 3.6**).

H. Simplification du mélange des cartes : Cette tâche est la plus critique de cette méthodologie avec la note de **25/25**. Dans cette méthodologie, cette carte est le résultat de la simplification de la carte du mélange qui a déjà une incertitude de **20/25**. L'augmentation de l'incertitude est purement anthropique avec une probabilité de **5/5** (**Figure 3.6**).

Remarque : Pour cette méthodologie il existe deux types de limites. La première est purement anthropique qui joue sur la qualité de l'interprétation. La seconde est issue de la résolution de l'acquisition des données mais est grandement dépendante de la précision qui est souhaitée pour l'étude. Si l'étude ne nécessite pas une grande précision, il n'est pas nécessaire d'avoir une forte résolution. Ces limites dépendent aussi du type de système qui est étudié. Si le système ne présente pas de grands changements morphologiques et/ou faciologiques comme le plancher océanique, la résolution n'a pas besoin d'être d'une grande précision. Au contraire, si la zone d'étude est complexe morphologiquement avec des changements de faciès importants comme dans une zone de pente ou un canyon, il est nécessaire d'avoir une résolution des données de haute résolution.

3.5 - La quantification de la production et de l'export (workflow)

La quantification de la production totale qui est somme de la préservation, de l'export et du matériel dissout dans le temps est l'une des clefs pour la compréhension des systèmes carbonatés. Les taux et/ou volumes de matériel dissout sont négligeables en milieu sous-marin peu profond mais important sous la CCD. Dans cette étude portant sur la quantification de la production totale, le **matériel dissout n'est pas pris en compte**. Pour cela, un *workflow* a été réalisé pour la base de données à laquelle nous avons accès et comprenant neuf étapes (**Figure 3.7**). Cette méthodologie est utilisée dans le ***(Chapitre VII)***.

3.5.1 - Méthodologie de l'étude de quantification de la production et de l'export

1. Carte isopache et volume : Cette première partie a pour but de définir le **volume réel qui est exporté** par intervalle clef. La définition des intervalles clef est faite par une étude liant la stratigraphie de la plateforme avec celle du bassin. Les intervalles clef sont ceux définis dans le ***(Chapitre V)***. Pour cela, dans un premier temps, une **conversion des cartes en isopaques de volume de sédiment dans le bassin** doit être réalisée avec un NTG = 1. Cette conversion est faite en utilisant le logiciel Kingdom d'interprétation sismique. Dans un second temps des **valeurs de porosités moyennes pour chaque intervalle-temps** doivent être définies au puits. Ces valeurs de porosités doivent être enlevées aux volumes précédement calculés pour chaque intervalle afin d'obtenir le **volume réel de matériel carbonaté exporté** (**Figure 3.7**).

2. Taux resédimenté dans le bassin : Dans un second temps, le taux resédimenté est calculé par unité de temps. Pour cela, le **volume réel exporté** qui est calculé en **partie 1** doit être divisé par le temps de l'intervalle considéré afin d'obtenir un **volume par unité de temps** (**Figure 3.7**).

3. Epaisseur préservée sur la plateforme : Pour cette étape, il suffira de **mesurer l'épaisseur** qui est préservée sur la plateforme au puits pour l'unité de temps en considération.

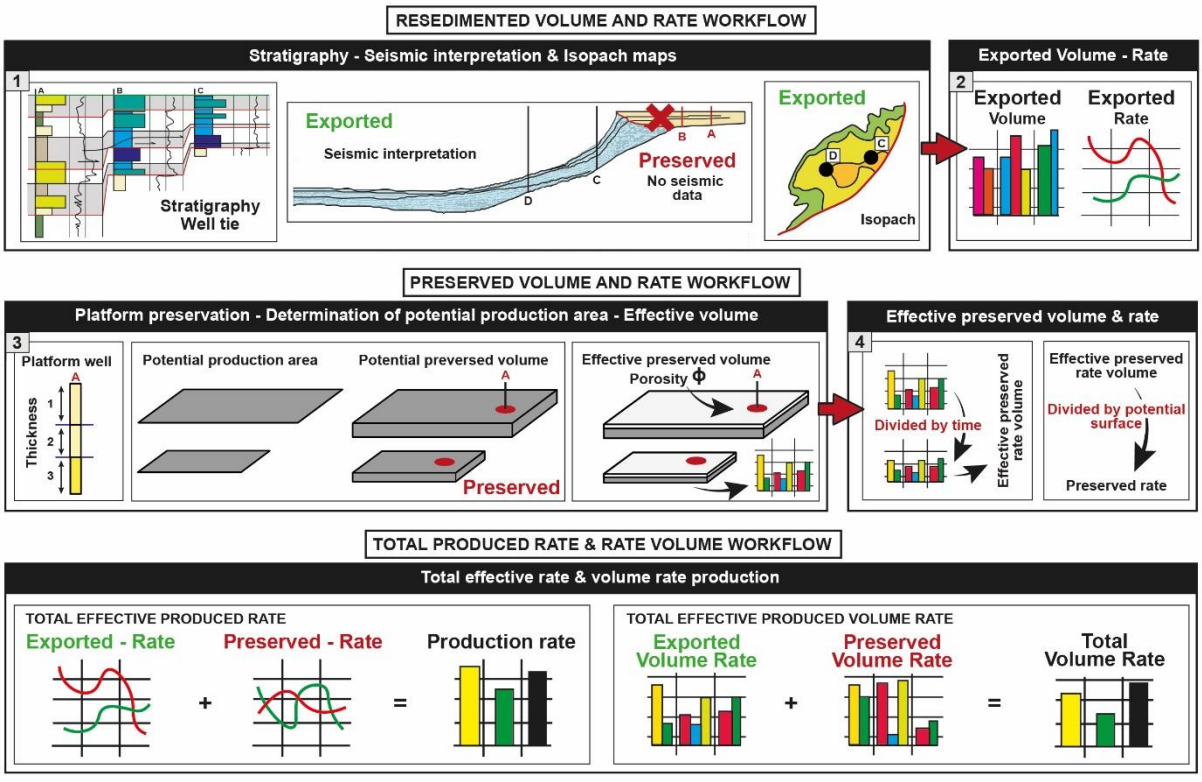


Figure 3.7. Workflow de l'étude de la quantification de la production préservée et de l'export via des données de puits et sismique.

4. Volume préservé sur la plateforme par aire de production/drainage : Dans cette partie, il a été défini des **aires de production / drainage sur la plateforme**. Le but de cette étape est de calculer un **volume par aire de production / drainage**. La marche à suivre est de multiplier l'épaisseur préservée sur la plateforme par l'aire de production / drainage afin d'obtenir un **volume préservé pour une aire** (**Figure 3.7**).

5. Volume réel préservé sur la plateforme par aire de production/drainage : Le but est de calculer un volume réel de préservation par aire. Pour cela, il faut définir une **valeur moyenne de porosité** sur la plateforme au puits pour l'intervalle de temps qui est étudié. Cette valeur moyenne de porosité est multipliée au volume afin de trouver le **volume réel par aire de drainage** (**Figure 3.7**).

6. Taux de volume préservé sur la plateforme : Ce calcul a pour but de définir le volume préservé par unité de temps sur la plateforme **par aire de production / drainage** (**Figure 3.7**). Pour cela le **volume qui est préservé est divisé par le temps de l'intervalle qui est considéré**.

7. Volume total produit par unité de temps : Cette étape a pour but de calculer le volume total qui est produit par intervalle de temps en liant le **volume préservé** théorique de nos aires de production / drainage à nos **volumes resédimentés**. Pour cela, la **somme des volumes** de plateforme et bassin doit être calculée (**Figure 3.7**).

8. Taux de préservation et d'export par unité de temps : Pour cela on utilise le volume qui est calculé dans **l'étape 6** (volume par unité de temps préservé sur la plateforme par aire de production / drainage) divisée par la surface de l'aire de production / drainage correspondante. Dans un second temps, on utilise le **volume réel** dans le bassin qui est calculé dans **l'étape 2**, puis **divisé par la surface correspondante**. Le résultat correspond aux taux préservés et exportés (**Figure 3.7**).

9. Production par unité de temps : Cette dernière partie a pour but de définir la **production totale par unité de temps** qui correspond à la somme du taux de préservation et d'export pour une même unité de temps (**Figure 3.7**). Dans ce travail, nous avons négligé la part de la production qui est dissolue.

3.6 - Présentation de la modélisation stratigraphique

La modélisation stratigraphique «basée processus» ou modèle génétique appliqué aux carbonates a été développée depuis la fin des années quatre-vingt (Goldhammer et al., 1987; Bice, 1988; Helland-Hansen et al., 1988; Bosence & Waltham, 1990; Bosscher et Schlager, 1992) *via* plusieurs méthodes de modélisation. Dans cette partie, on aborde deux méthodes de modélisation.

1. La modélisation stratigraphique inverse (Bagirov & Lerche, 1999; Bornholdt et al., 1999; Cross & Lessenger, 1999) est une méthode quantitative. Cette modélisation utilise des **procédures numériques** pour l'interprétation de **processus sédimentaires** et les relations apparentes des paramètres comme les signatures tectoniques ou les taux d'accumulation. L'obtention d'un modèle inverse est faite à partir de la quantification des processus qui sont responsables des données stratigraphiques observées. Cette méthode compare les simulations et les observations pour l'évaluation de l'exactitude et donc de l'incertitude dans le but d'optimiser les modèles (**Figure 3.8**).

2. La modélisation stratigraphique dite directe examine **l'interaction des processus** afin de reproduire la **réponse sédimentaire, stratigraphique** (Watney et al., 1996). La simulation est réalisée dans le temps *via* des paramètres prédéfinis qui sont le **résultat de connaissances géologiques**. L'affinage d'un modèle est fait en comparant le modèle avec les données géologiques (*e.g.* stratigraphie, géométrie, épaisseur, répartition des faciès). La comparaison selon une **boucle itérative** permet de minimiser les différences entre données géologiques réelles et modèle numérique (**Figure 3.8**).

Dans cette étude, uniquement la méthode de modélisation stratigraphique directe est utilisée *via* l'utilisation du logiciel DionisosFlow® *(Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation)* qui a été créé et développé principalement par l'IFPEN (Institut Français du Pétrole et des Energies Nouvelles). Le logiciel DionisosFlow® est présenté dans la partie suivante.

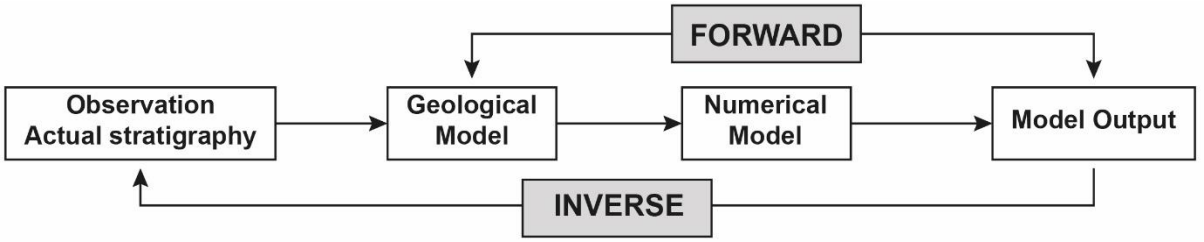


Figure 3.8. Relation et différence entre méthode inverse et méthode directe. Modifié d'après (Bornholdt et al., 1999; Cross & Lessenger, 1999; Dalmasso et al., 2001).

3.6.1 - Présentation du logiciel DionisosFlow®

Le logiciel DionisosFlow® fait partie de la suite OpenFlow qui rassemble un grand nombre de logiciels qui vont de la modélisation de bassin jusqu'à la simulation de réservoir. La plupart des logiciels de la suite OpenFlow sont développés par l'IFPEN et commercialisés par le Beicip-Franlab.

DionisosFlow® a été créé par Granjeon (1997) développé à l'IFPEN depuis 1992 pour simuler les **principaux facteurs de la sédimentation en fonction du temps**. Ce logiciel a vocation de modéliser l'ensemble des systèmes géologiques tant carbonatés que silicoclastiques ou mixtes sur tous les environnements de dépôt. Dans ce travail, nous avons utilisé une licence de TotalEnergies. DionisosFlow® permet également de réaliser des études multi-échelle du bassin au réservoir. Le choix du logiciel DionisosFlow® a été motivé par plusieurs points :

1. Un grand nombre d'exemples publiés sur l'ensemble des environnements de dépôts démontrant la pertinence du logiciel.

2. Un logiciel simple d'utilisation (génération des modèles et gestion en *post-processing*).

3. Les processus et facteurs de contrôles majeurs sur les carbonates sont inclus dans DionisosFlow®.

Le logiciel DionisosFlow® s'appuie sur une **équation de diffusion** qui régit la réponse stratigraphique du système. Le **transport** dans DionisosFlow® est simulé à travers l'équation de **diffusion généralisée** (Granjeon, 1997; Granjeon & Joseph, 1999) qui relie le **flux de sédiment Q** qui s'écoule en chaque point du bassin à la pente et aux flux d'eau. Le système pente caractérise l'écoulement du fluide et le flux d'eau. Sa capacité de transport. Rohais (2007) a caractérisé le flux sédimentaire qui est lié à ces deux variables par le coefficient de diffusion définissant la capacité de transport pour une lithologie ou un environnement considéré.

Afin de calculer en chaque point du bassin la quantité de sédiments déposés et érodés DionisosFlow® couple cette loi de transport au principe de conservation de masse. Le transport de plusieurs types de lithologies ayant des propriétés physiques différentes peut être simulé dans DionisosFlow® *via* l'équation de diffusion généralisée.

1. Équation de diffusion généralisée q_i (E.1) :

$$q_i = -v_i K_i(\varphi_{eau}) \frac{\partial h}{\partial x} \qquad \textit{E.1)}$$

Légende : Avec $\mathbf{q_i}$ le flux de sédiment de lithologie **i** (m^2/s), $\mathbf{v_i}$ la teneur en lithologie **i** sans dimension, $\mathbf{K_i}$ le coefficient de diffusion de la lithologie **i** (m^2/s), $\boldsymbol{\varphi_{eau}}$ le flux d'eau, $\boldsymbol{\partial h/\partial x}$ le gradient de pente.

En utilisant cette équation deux types de transport peuvent être simulés dans DionisosFlow® à travers deux lois empiriques (Granjeon, 2014) reliant le flux total de sédiments, $\mathbf{q_s}$, au flux d'eau circulant à la surface d'un bassin, **q**, et à la pente locale, **S**, avec **2. L'équation de diffusion linéaire du flux de sédiments $q_{s,s}$** induit par les processus de pente, **3. L'équation de diffusion linéaire du flux de sédiments $q_{s,w}$** induit par les processus de pente et de l'eau.

2. Équation de diffusion linéaire du flux de sédiments $q_{s,s}$ induit par les processus de pente (E.2) :

$$q_{s,s} = K_s S \; ou \; \overrightarrow{q_{s,s}} = -K_s \vec{\nabla} h \qquad \textit{E.2)}$$

3. Équation de diffusion linéaire du flux de sédiments $q_{s,w}$ induit par les processus de pente et de l'eau (E.3) :

$$q_{s,w} = K_w e_w^m S^n \; ou \; \overrightarrow{q_{s,w}} = -K_w e_w^m \left\|\vec{\nabla} h\right\|^{n-1} \vec{\nabla} h \; avec \; e_w = \frac{q_w}{q_{ref}}$$

$$\textit{E.3)}$$

$$\overrightarrow{q_s} = \overrightarrow{q_{s,s}} + \overrightarrow{q_{s,w}} = -(K_s + K_w e_w^m) \left\|\vec{\nabla} h\right\|^{n-1} \vec{\nabla} h$$

Légende : Avec **h**, l'élévation du bassin, $\mathbf{e_w}$, le débit d'eau sans dimension, $\mathbf{q_w}$, le débit linéaire de l'eau de surface $\mathbf{q_{ref}}$ [= 100 m^3 / (s.km)], le débit d'eau de référence, $\mathbf{K_s}$ et $\mathbf{K_w}$, les coefficients de transport, **m** et **n** deux exposants caractérisant la loi non linéaire.

3.7 - La modélisation stratigraphique «basée processus» (workflow)

La modélisation stratigraphique «basée processus» est utilisée dans ce travail de recherche dans le but d'améliorer la caractérisation et la **compréhension des architectures carbonatées**. Ceci *via* la modélisation des **processus physiques**, **de quantification des facteurs de contrôles** qui ont été définis dans l'étude sédimentologique / sismostratigraphique et d'une **estimation des volumes préservés et exportés**. Le modèle stratigraphique et sédimentologique est basé sur l'intégration de données de puits et de subsurfaces est une simplification de la réalité géologique.

Celui-ci est une approche naturaliste des processus de contrôle et correspond à une représentation qui est moyennée et lissée. La modélisation stratigraphique «basée processus» offre une **approche déterministe**, mais aussi le pouvoir de **quantification des processus sédimentologiques et physiques** pour un pas de temps de plus haute résolution que des études géologiques, stratigraphiques et sédimentologiques classiques (**Figure 3.9**).

3.7.1 - Introduction à la modélisation stratigraphique «basée processus»

La modélisation stratigraphique basée processus (*forward modeling*) a pour but de **modéliser** les processus physiques, biologiques ou chimiques qui sont responsables de l'architecture de l'objet géologique et d'en reproduire certaines de ses propriétés. Cette modélisation est déterminée par la simulation d'équations physiques qui s'appuient sur des paramètres de contrôle géologique (*e.g.* taux d'accommodation, transport, taux de production, action des vagues). La modélisation stratigraphique «basée processus» est une **démarche déterministe** : un processus unique pour un ensemble de données ou encore une même cause qui donne les mêmes résultats, par conséquent un ensemble de lois reliant les causes aux conséquences est observées.

3.7.2 - Méthodes de la modélisation stratigraphique «basée processus»

En règle générale, la modélisation stratigraphique «basée processus» est composée de **trois composantes** (Cross & Lessenger, 1999). Dans cette étude, nous avons fait le choix d'en **rajouter une qui est la validation du modèle** (Lanteaume 2017, Borgomano et al., 2020).

1. La première composante : est **géologique** (modèle conceptuel), en d'autres termes d'avoir des connaissances géologiques de ce que l'on souhaite modéliser en termes d'architecture, de préservation, d'export, d'environnement de dépôt et biostratigraphie (**Figure 3.9**).

2. La deuxième composante : est la **modélisation** en elle-même, par la **simulation de paramètres qui sont testés**. Dans ces paramètres contrôlant l'architecture stratigraphique, nous retrouvons la topographie initiale, l'accommodation (subsidence, eustatisme), la production carbonatée *in situ*, le transport sédimentaire *via* des équations de transport et l'action des vagues. Les paramètres ci-dessus sont, dans un premier temps, estimés par la première composante *via* un modèle conceptuel. Le facteur clef qui est discuté dans le ***(Chapitre II)*** est le temps, car il conditionne l'intégralité des taux qui sont simulés (**Figure 3.9**).

3. La troisième composante : est l'analyse **quantitative et qualitative** du modèle en sortie avec le modèle conceptuel qui a été réalisé. Cette composante repose sur la **densité de données** qui est disponible (calibration, quantité et qualité de la donnée). Chaque paramètre est analysé et une **étude de sensibilité** est réalisée de manière quantitative ou qualitative. Concernant l'analyse quantitative, elle porte sur la comparaison entre les données / résultats réels et le modèle qui est simulé. Il est possible de faire la comparaison des deux jeux de données, comme par exemple pour les épaisseurs préservées et exportées par intervalle de temps ou les proportions de faciès (**Figure 3.9**).

L'analyse qualitative porte elle sur la comparaison de ce qui est simulée avec le modèle conceptuel. Cette analyse a pour but de contraindre le modèle en fonction de sa géométrie, architecture stratigraphique, trend faciologique. L'étude de sensibilité porte sur la variation de chaque paramètre

entre ce qui est réel et simulé et de définir le l'impact d'un facteur sur celle-ci. Dans ce cadre, il est préférable de faire un grand nombre de simulation déterministe. Ce processus est défini sous le nom de boucle itérative où chaque paramètre est testé individuellement.

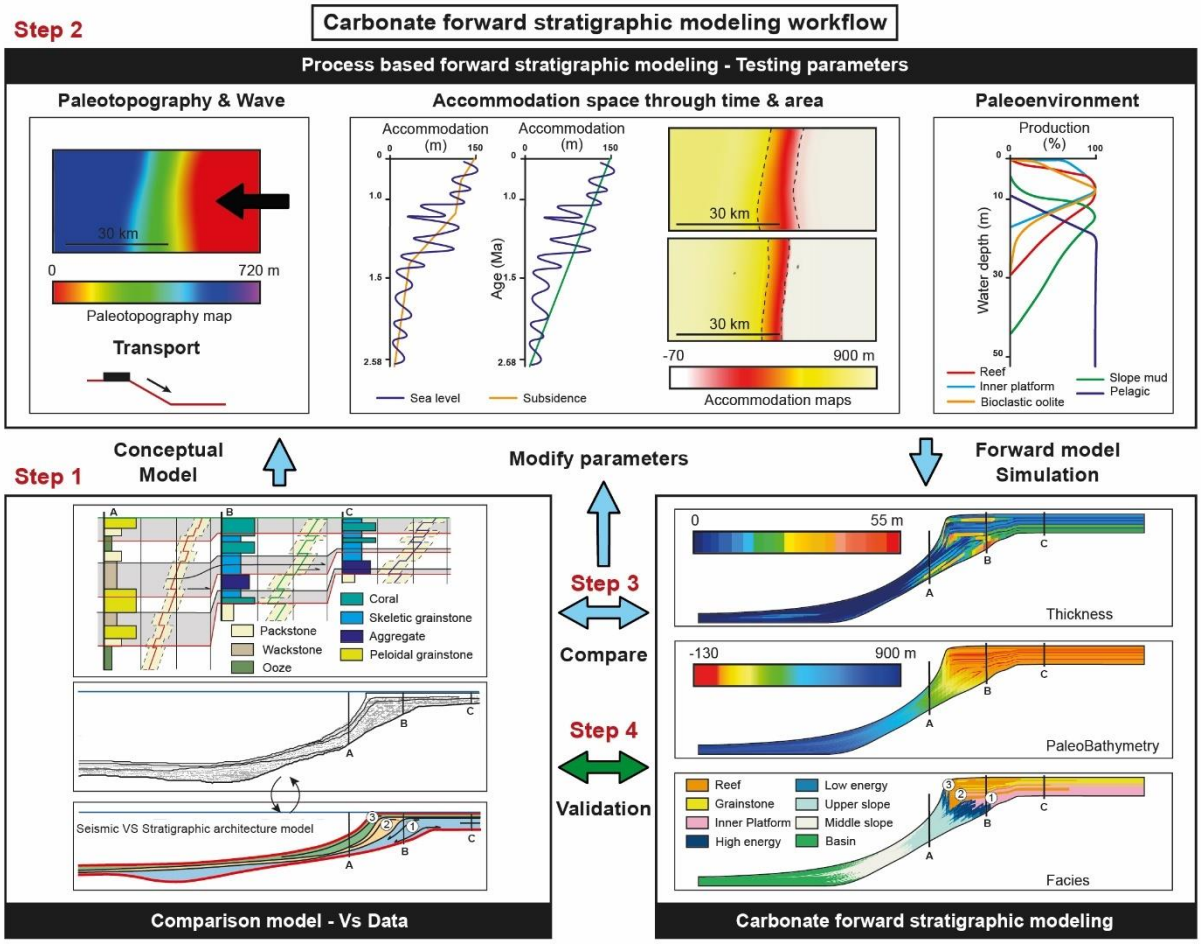


Figure 3.9. *Workflow* de l'étude de la modélisation stratigraphique «basée processus».

4. La quatrième composante : est la **validation du modèle stratigraphique «basée processus»**. La validation du modèle a lieu quand le modèle respecte les **données réelles géologiques**. Pour cela, plusieurs points doivent être validés en comparant le modèle stratigraphique «basée processus» et les données sismiques et de puits. Cette validation est faite sur plusieurs intervalles de temps constituants le modèle. Le premier point est l'architecture stratigraphique qui rassemble dans ce cas les distances de progradation, d'aggradation ainsi que les angles de pentes où la marge d'erreur entre le modèle stratigraphique «basée processus» et les données ne doit pas **dépasser 20 %**. Le deuxième point correspond aux faciès dont la répartition spatiale et temporelle doit être similaire à ce qui est présent aux puits. Après validation de ces différents points, nous obtenons le **«modèle de référence»** (**Figure 3.9**).

3.7.3 - Méthodologies appliquées aux Bahamas

Dans le cadre de cette étude portant sur la modélisation stratigraphique «basée processus» sur les Bahamas une méthodologie spécifique a été mise en place, pour répondre au contexte d'étude portant sur **(a)** les volumes exportés et préservés, **(b)** la quantification des facteurs de contrôles agissant sur les marges sous le vent et au vent. Pour cela, ce *workflow* se divise en **trois étapes** (**Figure 3.10**) :

1. Définition d'un modèle de référence pour la marge sous le vent pour deux intervalles de temps : Le choix de zone **sous le vent** est motivé par l'abondance des données de puits et de subsurface qui fait le lien plateforme / pente / bassin depuis le Tortonien 12 Ma. Ce modèle de référence

3D couvre une surface de **(x(60)*y(30)) = 1800 km²**. En ce qui concerne les intervalles qui sont modélisés, le premier est compris de la base du **Tortonien à l'actuel** (12 Ma). Le second est compris entre la base du **Pléistocène et l'actuel** (2.58 Ma). Le choix de faire de la modélisation du Tortonien à l'actuel est en lien avec l'étude sédimentologique et sismostratigraphique car incluant cet intervalle. Le second intervalle du Pléistocène à l'actuel est justifié par l'importance de la base de données, l'évolution des producteurs carbonaté, et par l'évolution géométrique de la marge sous le vent durant le Pléistocène (**Figure 3.9 & 3.10**).

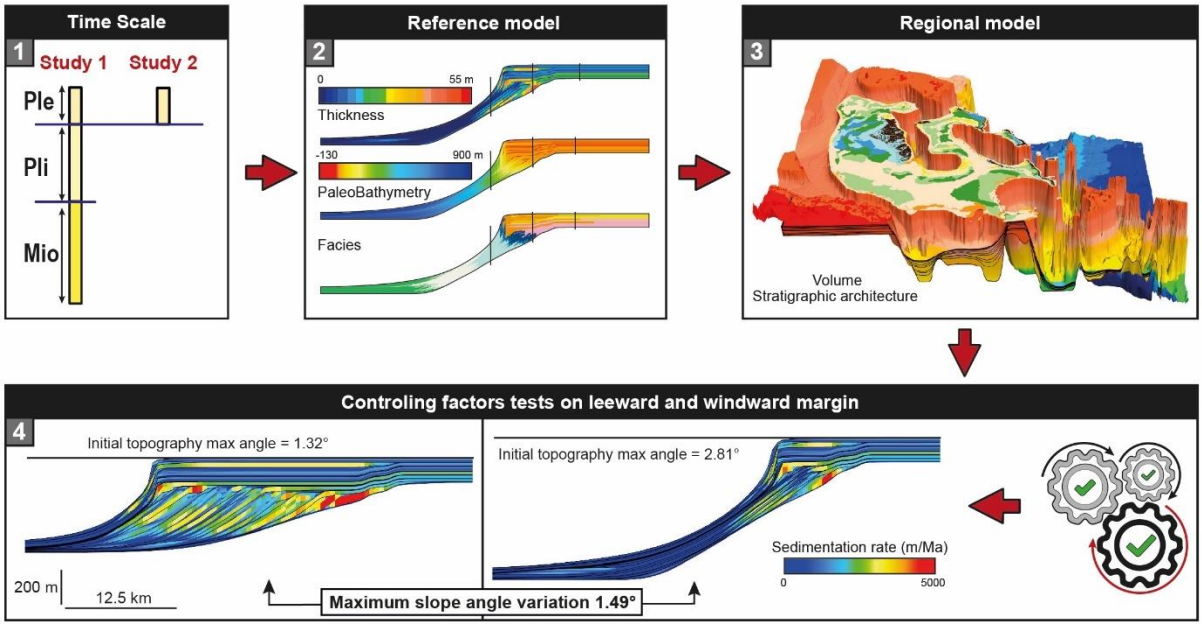


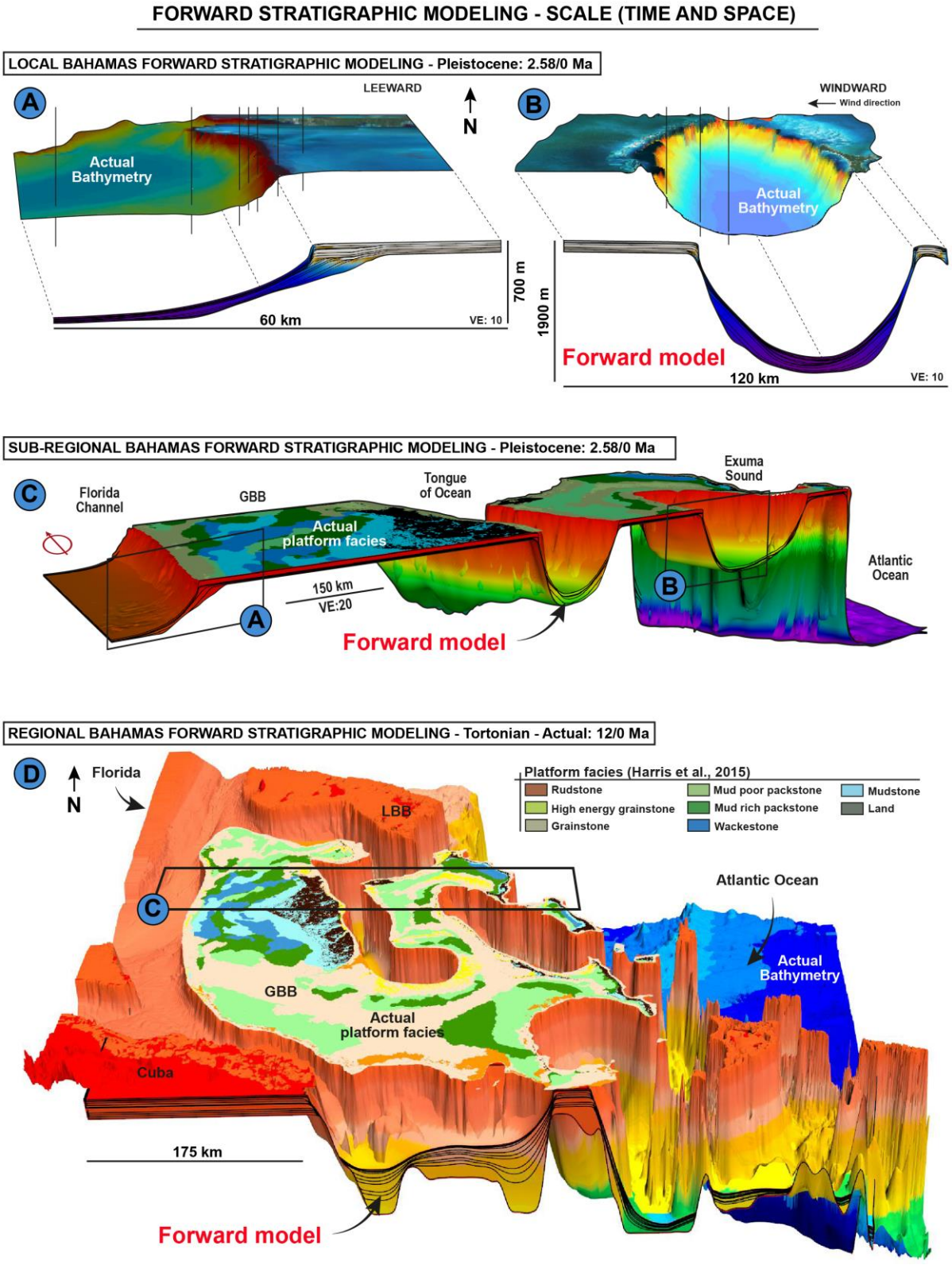
Figure 3.10. *Workflow* de l'étude de quantification de la production et de l'étude de sensibilité des facteurs de contrôles sur les Bahamas.

2. Extrapolation du modèle de référence de la marge sous le vent à l'ensemble des Bahamas : Pour cette partie, l'ensemble des paramètres validés par le modèle de référence sont **extrapolés à l'ensemble des Bahamas**. La **topographie initiale** est définie par le *shelf break* actuel des Bahamas qui a reculé d'environ 10 km (Betzler et al., 1999) pour les marges sous le vent et de 1 km pour les marges au vent. En ce qui concerne les angles de **topographie initiale**, les marges sous le vent conservent le même angle que pour notre modèle de référence et les marges au vent présentent un angle de 10° proche de l'angle actuel. Le but de ce modèle est : **(a)** la caractérisation des architectures stratigraphiques de l'ensemble des marges et leurs évolutions dans le temps, **(b)** la quantification des volumes qui sont préservés et exportés sur l'ensemble des Bahamas par intervalles de temps.

3. Test des facteurs de contrôles des marges sous le vent et au vent : Pour cette étude, nous avons testé certains **facteurs de contrôles** agissant sur les **marges sous le vent et au vent** des Bahamas et pouvant expliquer les différences qui ont été identifiés dans la partie sédimentologique sismostratigraphique. Pour cela, deux zones d'études 3D furent définies, l'une sous le vent, l'autre au vent. Le but est de quantifier l'action de ces facteurs de contrôles et la réponse stratigraphique des deux marges (**Figure 3.10 & 3.11**).

Figure 3.11. Représentation à différentes échelles temporelles et géographique de la modélisation stratigraphique. A.B. Modélisation stratigraphique local sur les marges au vent et sous le vent sur un l'intervalle de temps 0/2.58 Ma avec la bathymétrie actuelle des deux marges. Ce type de modèle est réalisé avec différents buts, le premier étant de réaliser des modèles de références pour les deux marges, le second étant de faire des tests de réponse stratigraphique et de quantifier cette réponse en fonction de différents facteurs de contrôle comme l'action des vagues, la production la topographie initiale. C. Modélisation subrégionale du GBB depuis la base du Pléistocène (0/2.58 Ma) de la plaine abyssale du San Salvador (Océan Atlantique) à la marge sous le vent du GBB avec la carte actuelle des faciès sur la plateforme de Harris et al. (2015). Ce type de modélisation a pour but la visualisation

sur un même modèle de l'architecture stratigraphique des différentes marges en fonction d'un facteur de contrôle. D. Modèle régional des Bahamas depuis la base du Tortonien (0-12 Ma) avec la carte de bathymétrie actuelle et la carte des faciès actuel sur la plateforme de Harris et al. (2015). La parfaite juxtaposition de la bathymétrie actuelle et du modèle montre la bonne calibration de celui-ci. Ce type de modèle mesure environ 700*700 km avec une maille de 500*500 m et un pas d'échantillonnage de 0.01 Ma rendant le temps de calcul assez long. Le but de ce type de modèle est de voir l'évolution de l'architecture des marges dans le temps et dans l'espace.



3.8 - Les limites de la modélisation stratigraphique «basée processus»

La modélisation stratigraphique «basée processus» a **trois grandes limitations 1.** Anthropique, **2.** Informatique, **3.** Méthodologique (**Figure 3.12**).

La première limite est purement humaine. Elle en comprend **deux types** : Le premier type est issu de l'**échantillonnage stratigraphique** des données de puits qui nous servent pour la calibration du modèle. Le second type peut provenir de l'**interprétation du géologue** concernant les processus que l'on modélise par rapport aux données réelles (cortège sédimentaire, empilement stratigraphique, production, transport, subsidence etc..) (**Figure 3.12**).

La seconde limite est informatique, elle concerne l'**hydrodynamisme**. Le logiciel DionisosFlow® ne permet pas de définir la localisation exacte du courant, mais simplement sa direction sur l'ensemble de la grille modélisée. Ceci pose alors le problème de l'**hydrodynamisme interne** d'une plateforme carbonatée, de la répartition des faciès sur la plateforme et de leur export spécifique. De plus, DionisosFlow® ne modélise pas les **courants de contour** qui ont un réel impact sur les taux qui sont exportés sur la pente et bassin, les faciès et l'architecture de la marge. La **résolution de la grille** et le **pas d'échantillonnage temporel** introduisent également un biais (**Figure 3.12**). En effet, deux modèles avec les mêmes paramètres en entrée, mais sur un pas d'échantillonnage et ou une résolution de grille différente, donneront deux modèles différents. La capacité de calcul limite le nombre de pas de temps de simulation et la taille et résolution de la grille numérique.

La troisième est la résolution de la méthode qui est utilisée (**Figure 3.12**) ce paragraphe représente une opinion personnelle et sans démonstration scientifique. En effet, une simulation numérique ne peut pas correspondre à toutes les échelles des données. Autrement dit, il est possible d'avoir une bonne résolution de correspondance générale entre simulation et modèle théorique (aggradation, progradation, architecture etc..), mais une moins bonne correspondance au niveau plus local (faciès, épaisseur etc..).

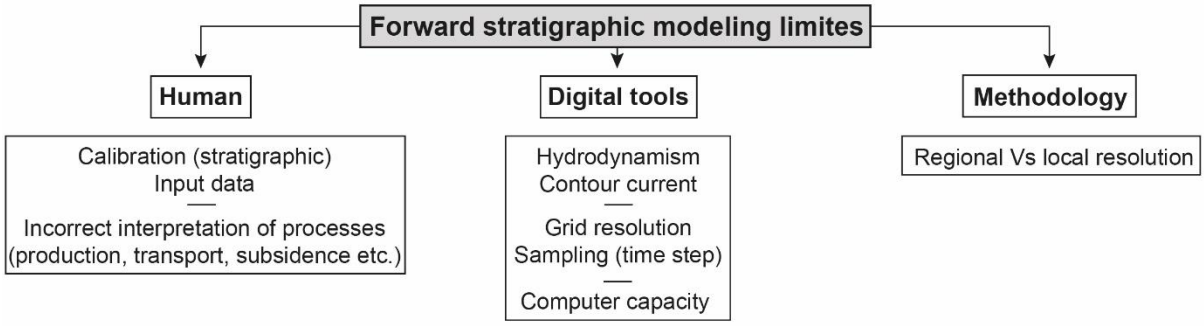


Figure 3.12. Illustrant les différentes limites de la modélisation stratigraphique «basée processus», trois types de limite existent 1. anthropique, 2. informatique, 3. méthodologique.

Le paragraphe suivant est une synthèse de (Lanteaume 2017) : Dans tous les cas, un modèle est une **réponse unique** d'un ensemble de processus. Si un processus qui est modélisé peut-être remplacé par un autre afin d'obtenir un même résultat, alors la caractérisation du modèle devient difficile et l'objet résultat est non-unique. Une des autres **grandes incertitudes est liée au temps** car par définition un objet sédimentaire n'enregistre pas le temps de manière continu et linéaire en raison des processus d'érosion, hiatus etc. Il est donc nécessaire de corriger l'absence de l'enregistrement avec des incertitudes liées au temps. Ce biais est donc déjà présent dans les données de calibration. L'utilisation de la modélisation stratigraphie en diminuant le pas de temps peut être une aide pour la correction ce biais, en faisant un aller-retour entre données réelles et processus simulés afin d'orienter la modélisation.

3.9 - Références bibliographiques du chapitre III

A

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 current. Bulletin of the Geological Society of America 112 (6), 829–844.

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

Austin, J.A., Ewing, J.L., Ladd, J.W., Mullins, H.T., and Sheridan, R.E., (1988). Seismic stratigraphic implications of ODP Leg 101 site surveys. Proc. scientific results, ODP, Leg 101, Bahamas, 391-424.

B

Bagirov, E., and Lerche, I., (1999). Probability and sensitivity analysis of two-dimensional basin modeling results: SEPM Special Pulication, no. 62.

Busson, J., 2018. Caracterisation et modelisation des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate, PhD, University of Bordeaux (300 pp.).

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology.

Bernet, K.H., Eberli, G.P., & Gilli, A., (2000). Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 166 (Ed. by P.K. Swart, G.P. Eberli, M.J. Malone & F.J. Sarg) College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 166, 45–60.

Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., & Anselmetti, F.S., (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology, 46(6), 1127–1143.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G. P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology, 42(10), 871–874.

Bice, D., (1988). Synthetic stratigraphy of carbonate platform and basin systems: Geology, v. 16, no. 8, p. 703–706.

Borgomano, J., Lanteaume, C., Léonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L.F., Masse, J.P., (2020). Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. AAPG Bulletin, v. 104, no. 5 p. 1115–1142.

Bornholdt, S., Nordlund, U., and Westphal, H., (1999). Inverse stratigraphic modeling using genetic algorithms: SEPM Sepecial Pulication, no. 62.

Bosence, D., and Waltham, D., (1990). Computer modeling the internal architecture of carbonate platforms: Geology, v. 18, no. 1, p. 26–30.

Bosscher, H., and Schlager, W., (1992). Computer simulation of reef growth: Sedimentology, v. 39, p. 503–512.

C

Carew, J.L., Mylroie, J.E., (1997). Geology of the Bahamas, in Vacher, H. L., and Quinn, T. M., eds., Geology and hydrogeology of carbonate islands, Developments in Sedimentology, Elsevier, v. 54, p. 91-139.

Cartwright, R.A., (1985). Provenance and sedimentology of carbonates turbidites from two deep-sea fans, Bahamas, Msc. Thesis, University of Miami.

Cross, T. A., and Lessenger, M.A., (1999). Construction and application of a stratigraphic inverse model: Numerical Experiments in Stratigraphy Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations, no. 62, p. 69–83.

D

Dale, A.J., (2013). Crustal type, tectonic origin, and petroleum potential of the Bahamas Carbonate Platform, Msc. Thesis, Faculty of the Department of Geology, University of Houston.

Dalmasso, H., (2001). Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux : discrimination et quantification des paramètres de contrôle : cas de la plate-forme fini-jurassique/éocrétacée de Basse-Provence et de la Grande: 466 p.

Damuth, J.E., Hayes, D.E., (1977). Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Marine Geology, v. 24, p. 73-95.

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, v. 38, p. 51-75.

E

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1987). Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. Geology, 15, 75–79.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1989). Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: Controls on Carbonate Platform and Basin Systems (Ed. by P.D. Crevello, J.A. Wilson, J.F. Read & F.J. Sarg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 44, 339–351.

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli G.P., (2000). The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results., Vol. 166.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kroon, D., Sato, T., Wright, J.D., (2002). The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. Marine Geology, 185, pp. 1-17.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Betzler, C., Van Konijnenburg, J.-H., Bernouilli, D., (2004). Carbonate platform to basin transitions on seismic data and in outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella Platform Margin, Italy. Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems. AAPG Memoir 81, 207–250.

G

Garett, P., Gould, S.J., (1984). Geology of New Providence Island, Bahamas. Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 209-220.

Ginsburg, R.N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication 70.

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., and Hardie, L.A., (1987). High frequency glacio-eustatic sealevel oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy: American Journal of Science, v. 287, p. 853–892.

Grammer, G.M., & Ginsburg, R.N., (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, 103(1–3), 125-136.

Granjeon, D., (1997). Modelisation stratigraphique deterministe - conception et applications d'un modele diffusif 3D multilithologique. Memoires Geosciences Rennes, PhD Dissertation, Geosciences Rennes, Rennes, France.

Granjeon, D., and Joseph, P., (1999). Concepts and applications of a 3-D multiple lithology diffusive model in stratigraphic modeling, in Numerical Experiments in Stratigraphy Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulation: SEPM Special Pulication 62, p. 197–210.

Granjeon, D., (2014). 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. In Martinius, A. W., Ravnås, R. , Howell R. J., ,Steel, J. A.,Wonham J. P., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin. International Association of Sedimentologists. Gent.

H

Harris, P.M.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K., & Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62(2), 566–589.

Helland-Hansen, W., Kendall, C.Gs.C., Lerche, I., and Nakayama, K., (1988). A simulation of continental basin margin sedimentation in response to crustal movements, eustatic sea level change, and sediment accumulation rates: Mathematical Geology, v. 20, no. 7, p. 777–802.

K

Kenter, J.A.M., Ginsburg, R.N., Troelstra, S.R., (2001). The Western Great Bahama Bank: sea-level-driven sedimentation patterns on the slope and margin. In: Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project (Ed. by R.N. Ginsburg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 70, 61-100.

Kindler, P., Hearty, P.J., (1996). Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian Quaternary units. Sedimentology, v. 43, no. 2, p. 381-399.

L

Ladd, J.W., Sheridan, R.E., (1987). Seismic stratigraphy of the Bahamas. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V.71, N6 (June 1987), p 719-736.

Lanteaume, C., (2017). Couplage de la Modélisation Stratigraphique et Diagénétique : développements numériques et applications aux systèmes carbonatés. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille.

M

Masaferro, J.L., Eberli, G.P., (1999). Jurassic-cenozoic structural evolution of the southern great Bahama bank, in Mann, P. Ed., Sedimentary Basins of the World. Elsevier, 167-193 p.

Mcneill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 101–136.

Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., (1974). Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential. AAPG Bulletin, v. 58, no. 6, p. 1201-1239.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 117-133.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic

Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 53-62.

Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G. P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Pakiades, M., (2012a). New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. Geology, 40(7), 603–606.

Mulder T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante.

Mullins H.T., Cook, H. E., (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, Sedimentary Geology; 48, 37-79.

P

Pindell, J., Kennan, L., (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, p. 193-220.

Principaud, M., (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Great Bahama Bank (GBB) Bahamas, thèse de doctorat, 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.

Principaud, M., Ponte, J.P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., (2017). Slope-to-basin stratigraphic evolution of the northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: interactions between downslope and bottom currents deposits. Basin Research 29 (6), 699–724.

Principaud, M., Mulder, T., Hanquiez, V., Ducassou, E., Eberli, G., Chabaud, L., Borgomano, J., (2018). Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). Sedimentology 65 (6), 2088-2116.

R

Ravenne, C., Le Quellec, P., Rabate, J., Euriat F., (1983). Projet B.A.C.A.R. Recherche de modèles de sédimentation pour les corps sédimentaires carbonatés profonds situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas Rapport IFP 31837.

Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Bosscher, H., Beets, C.J. and McNeill, D.F., (1992). Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exuma Sound, Bahamas). Sedimentary Geology, 78, 171-179.

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.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D., & Henderson, G.M., (2000). 6. Mineralogy and Sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward Margin of Great Bahama Bank. In Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), 2000 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 166.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., (2002). Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. Marine Geology 185 (1–2), 143–164.

Reuber K.R., Pindell J., W. Horn B.W., (2016). Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. Interpretation, Vol. 4, No. 2 p. T141–T155, 9 FIGS.

Reuning, L., Reijmer, J.J.G., Betzler, C., (2002). Sedimentation cycles and their diagenesis on the slope of a Miocene carbonate ramp (Bahamas, ODP Leg 166). Marine Geology, v. 185, p. 121-142.

Rohais, S., (2007). Architecture stratigraphique et flux sédimentaires sur la marge sud du golfe de Corinthe (Grèce) : Analyse de terrain , modélisations expérimentales et numériques: 386 p.

S

Sarg, J.Z., (1988). Carbonate sequence stratigraphy. In: Sea-Level Changes: An Integrated Approach (Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42, 155-188.

Schlager, W. and Ginsburg, R.N., (1981). Bahama carbonate platforms: the deep and the past. In: M.B. Cita and W.B.F. Ryan (Editors), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. Mar. Geol., 44: 1-24.

Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Bryan, G.M., Stoffa, P.L., (1981). Stratigraphy and structure of Southern Blake Plateau, Northern Florida Straits, and Northern Bahama Paltform from multichannel seismic reflection data. AAPG Bulletin, v. 65, p. 2571-2593.

T

Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Etienne, S., (2017). Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. Marine Geology**.**

V

Vail, P.R., Mitchum, R.M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 1: overview. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 51-52.

W

Watney, W.L., French, J.A., and Guy, W.J., (1996). Modeling Petroleum Reservoirs in Pennsylvanian Strata of the MidContinent, USA, in Geologic Modeling and Mapping: Springer, p. 43–77.

Wunsch, M., Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Eberli, G.P., (2016). Sedimentary dynamics along carbonate slopes (Bahamas archipelago). Sedimentology, 1365-309.

Wunsch, M., Betzler, C., Eberli, G.P., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., (2018). Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank. Sedimentary Geology.

4. Les systèmes carbonatées gravitaire des Bahamas dans leurs contextes stratigraphiques et géodynamiques

Problématique

Les Bahamas sont aujourd'hui le site école de tous géologue des carbonates. De grands concepts géologique proviennent de l'étude des plateformes bahamienne et de leurs marges, la plupart du temps sous le vent. Cette partie a pour problématique de faire une présentation non exhaustive des Bahamas, plus particulièrement sur le GBB. Ce chapitre présente un mélange entre synthèse bibliographique et éléments nouveaux propres à ce travail de thèse, dans le but de réaliser la meilleure définition possible des Bahamas.

Objectifs

- Présenter le cadre géographique des Bahamas.
- Présenter l'histoire géodynamique des Bahamas depuis le break up de la Pangée jusqu'à l'actuel.
- Définir le cadre stratigraphique du Néogène au Quaternaire du GBB et de ses marges au vent et sous le vent ainsi que les faciès associés.
- Présenter la plateforme ainsi que ses systèmes de pente actuel et l'export.
- Définir les principaux facteurs de contrôles agissant sur les Bahamas.
- Caractériser la dynamique sédimentaire à très haute résolution du système d'Exuma à la plaine abyssale de San Salvador.

Organisation

4.1 - Présentation de la plateforme des Bahamas ____ 129

4.2 - Contexte et histoire géodynamique des Bahamas ____ 131

4.2.1 - Trias - Jurassique inférieur : le rifting au début de l'histoire des Bahamas ... 131
4.2.2 - Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : marge passive ... 131
4.2.3 - Crétacé supérieur : ennoiement et démantèlement ... 133
4.2.4 - Tertiaire : développement des plateformes actuelles ... 134

4.3 - Cadre stratigraphique Néogène-Quaternaire pour le Great Bahama Bank ____ 136

4.3.1 - Stratigraphie et faciès de la plateforme ... 137
4.3.2 - Stratigraphie et faciès de la marge sous le vent ... 142
4.3.3 - Stratigraphie et faciès de la marge au vent ... 145

4.4 - Classification et modèle de faciès du Great Bahama Bank ____ 148

4.5 - Les pentes actuelles des Bahamas ____ 150

4.5.1 - Les pentes carbonatées des Bahamas ... 150
4.5.2 - Pente de la marge sous le vent (Strait of Florida) ... 150
4.5.3 - Pente de la marge au vent (Exuma Sound) ... 152

4.6 - Les principaux facteurs de contrôle environnementaux et régionaux influençant les Bahamas 154

4.6.1 - Les températures et précipitations 154
4.6.2 - Température et salinité des eaux de plateforme 154
4.6.3 - Les courants de marées et vents 155
4.6.4 - Les courants profonds 158
4.6.5 - Les dépôts associés aux courants océaniques profonds 159

4.7 - Le système de plateforme carbonaté des Bahamas au Quaternaire 161

4.7.1 - Le contexte bathymétrique 161
4.7.2 - La production carbonatée 161

4.8 - L'export distal des pentes au vent et sous le vent du Great Bahama Bank 164

4.9 - Caractérisation faciologique et morphologique actuelle du système Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador 167

4.9.1 - Classification des faciès, des processus et de leur répartition spatiale 167
4.9.2 - Répartition spatiale des faciès 170
4.9.3 - L'export distal dans le temps 171
4.9.4 - L'analyse de la morpho bathymétrie 172
4.9.5 - Les analyses des données de réflectivité 177
4.9.6 - Les analyses de la sismique très haute résolution 179
4.9.7 - Interprétation des données de carottes sédimentaire, bathymétrique, de réflectivité et de sismique très haute résolution 181
4.9.8 - Synthèse des données - distribution faciologique et des processus sédimentaires du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador 186

4.10 - Références bibliographiques du chapitre IV 190

Chapitre IV - Les systèmes carbonatées gravitaire des Bahamas dans leurs contextes stratigraphiques et géodynamiques

4.1 - Présentation de la plateforme des Bahamas

Le secteur d'étude se localise aux **Bahamas** sur la marge ouest de l'océan Atlantique qui est matérialisée par le Blake Bahama Escarpement marquant la limite avec le bassin profond de l'océan Atlantique. Les Bahamas sont à l'est de la Floride, séparées par le Détroit de Floride et au nord de Cuba, délimité par le Old Bahama Channel. L'archipel des Bahamas est composé de plateformes carbonatées à faible bathymétrie (< 10 m) sur lesquelles de nombreuses îles sont présentent (**Figure 4.1**). Les deux principales îles sont le Grand Banc des Bahamas (GBB) d'une dimension d'environ 100 000 km^2 et le Petit Banc des Bahamas (LBB) d'une dimension d'environ 17 000 km^2. Ces plateformes carbonatées sont souvent considérées comme un archétype des plateformes carbonatées Phanérozoïque (Schlager & Ginsburg, 1981; Ravenne et al., 1983; Mullins & Cook 1986; Grammer & Ginsburg, 1992; Betzler et al., 1999, 2014; Eberli, 2000; Mulder et al., 2012; Wunsch et al., 2016, 2018; Principaud et al., 2017; Tournadour et al., 2017; Busson, 2018).

Les différents bancs sont séparés par des dépressions internes avec des profondeurs variant entre 600 et 2000 m communiquant avec le domaine océanique atlantique à l'Est (Schlager & Ginsburg, 1981) comme Exuma Sound ou Tongue of Ocean (TOTO).

Les parties les plus récentes des îles sont formées de dépôts pléistocènes et holocènes lithifiés de type éolianites, de sables subtidaux et de massifs récifaux (Meyerhoff & Hatten, 1974; Kindler & Hearty, 1996; Carew & Mylroie, 1997). L'archipel est divisé en deux grandes plateformes carbonatées couvrant 300 000 km^2, le Petit Banc des Bahamas (LBB) au nord et le Grand Banc des Bahamas (GBB) au sud, séparé par le Providence Channel.

La zone d'étude est localisée sur le GBB lui-même, géographiquement séparé par deux bassins *intra-shelf* TOTO et Exuma Sound. Notre étude s'intéressera à deux zones l'une au vent, l'autre sous le vent :

1. La zone au vent, à l'est du GBB, correspond au System Exuma Sound - Plaine abyssale de San Salvador qui s'étend en NO/SE sur 400 km depuis la plateforme à la plaine abyssale, avec une bathymétrie > 5000 m. Cette même zone peut être divisée en 5 unités géographiques et morphologiques partant de **(A)** La plateforme actuelle bordant et confinant la zone **(B)** Exuma Sound jouant le rôle de dépôt/transit sédimentaire avec une bathymétrie maximale de 2000 m, **(C)** Exuma Plateau jouant aussi le rôle de dépôt/transit sédimentaire alimentant **(D)** Exuma Canyon entaillant la plateforme crétacée et alimentant un system non confiné **(E)** San Salvador qui est la plaine abyssale connectée au système gravitaire proximal (**Figure 4.1**). La pente d'Exuma Sound a été historiquement caractérisée comme un système en *bypass* connecté à un système d'export distal (Busson, 2018).

2. La zone sous le vent à l'ouest du GBB partant de la plateforme jusqu'au détroit de Floride. Cette pente a déjà fait l'objet de nombreuses études dont le but était d'identifier de manière continue les séquences aggradantes et progradantes Cénozoïque au 3ème - 4ème ordre de la plateforme au bassin (Austin et al., 1986; Eberli & Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997ab; 2002; 2004; Betzler et al., 1999; Anselmetti et al., 2000; Ginsburg et al., 2001; Kenter et al., 2001; Rendle & Reijmer, 2002; Wunsch et al., 2018). De plus des études ont été réalisées par le projet CARAMBAR 1 (Mulder et al., 2012) qui a alimenté les thèses de Principaud (2015) et Busson (2018) (**Figure 4.1**). Ces travaux ont permis une caractérisation détaillée de l'architecture des dépôts et des processus sédimentaires récents dans cette zone (Principaud et al., 2015; 2017; 2018 ; Busson et al., 2019).

Dans ce projet, ces deux zones ont fait l'objet d'études sédimentaires et stratigraphiques de haute résolution au 3ème et 4ème ordre permettant de corréler l'évolution de la plateforme et des deux marges au vent et sous-le vent. Cette étude est présentée dans le ***(Chapitre V)*** de ce mémoire sous la forme d'un article scientifique (*Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins*). Au sein de ce premier article, les aspects morphologiques, faciologiques, d'héritage, d'évolution et de réponse stratigraphique en lien avec la production seront discutés avec les facteurs de contrôle.

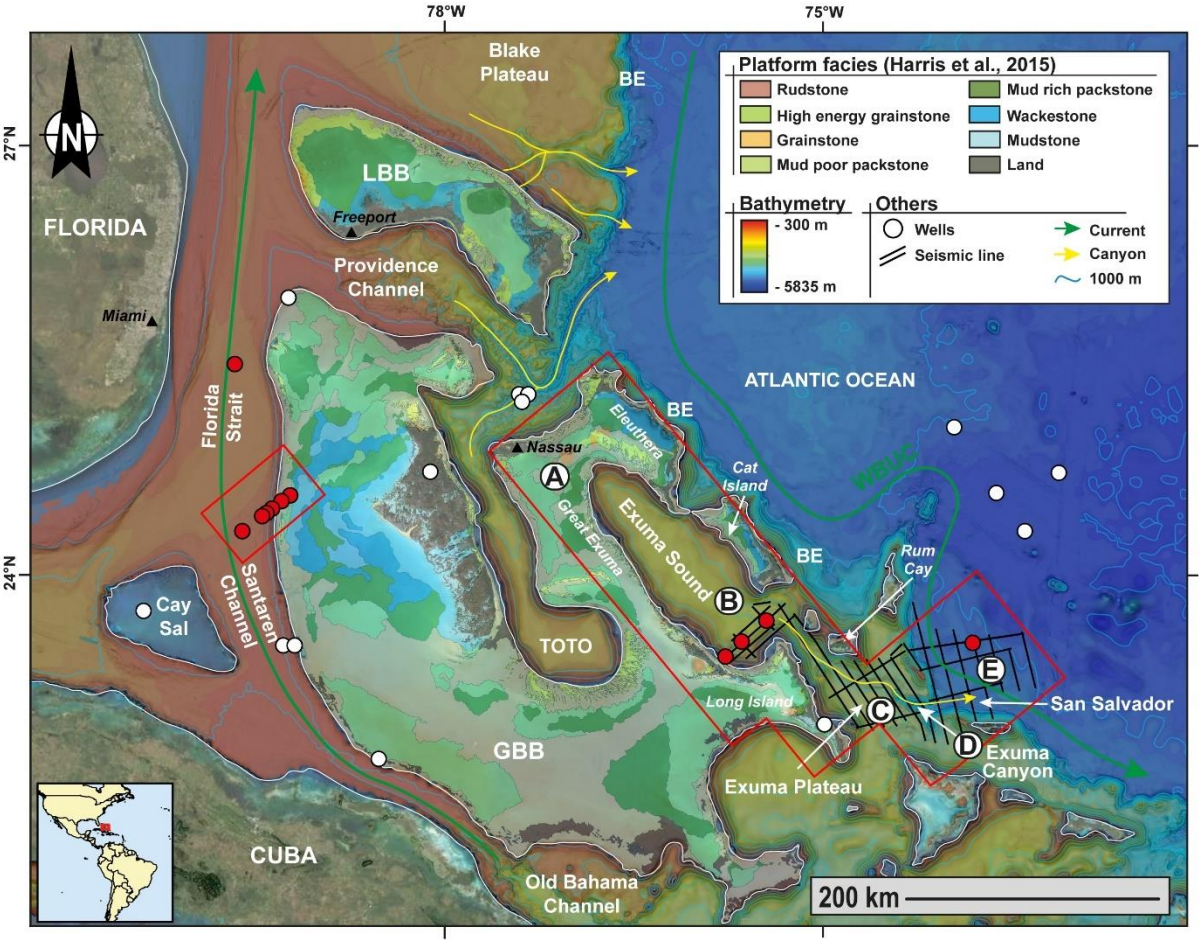


Figure 4.1. Carte régionale des Bahamas montrant les deux zones d'études au vent et sous le vent avec la base de données disponibles.

4.2 - Contexte et histoire géodynamique des Bahamas

Cette partie concerne l'histoire géodynamique et structurale des Bahamas pour montrer les relations entre le système sédimentaire et phases tectoniques successives, ainsi que l'importance de l'héritage structural.

4.2.1 - Trias - Jurassique inférieur : le rifting au début de l'histoire des Bahamas

L'histoire des Bahamas commence pendant la dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'Atlantique nord au cours du Trias - Jurassique inférieur (Pindell & Kennan, 2001; Reuber et al., 2016) (**Figure 4.2**). La partie occidentale des Bahamas correspond à un rift continental avec des dépôts de sédiments volcanoclastiques comme ceux observées au fond du puits Great Isaac-1 (**Figure 4.3**) (Sheridan et al., 1981; Dale, 2013). Masaferro & Eberli (1999b) décrivent des failles normales jurassiques sous le GBB. Dans la partie orientale, celle-ci est connue comme évoluant par accrétion magmatique et volcanique observée au fond du puits DSDP 10, correspondant au *spreading* de l'Atlantique central (180-140 Ma). L'importante exploration des marges conjuguées Guinée/Sénégal et de Demerara confirme l'hypothèse d'un centre d'accrétion volcanique, associé au système de la CAMP *(Central Atlantic Magmatic Province)* (Pindell & Kennan, 2001; Reuber et al., 2016).

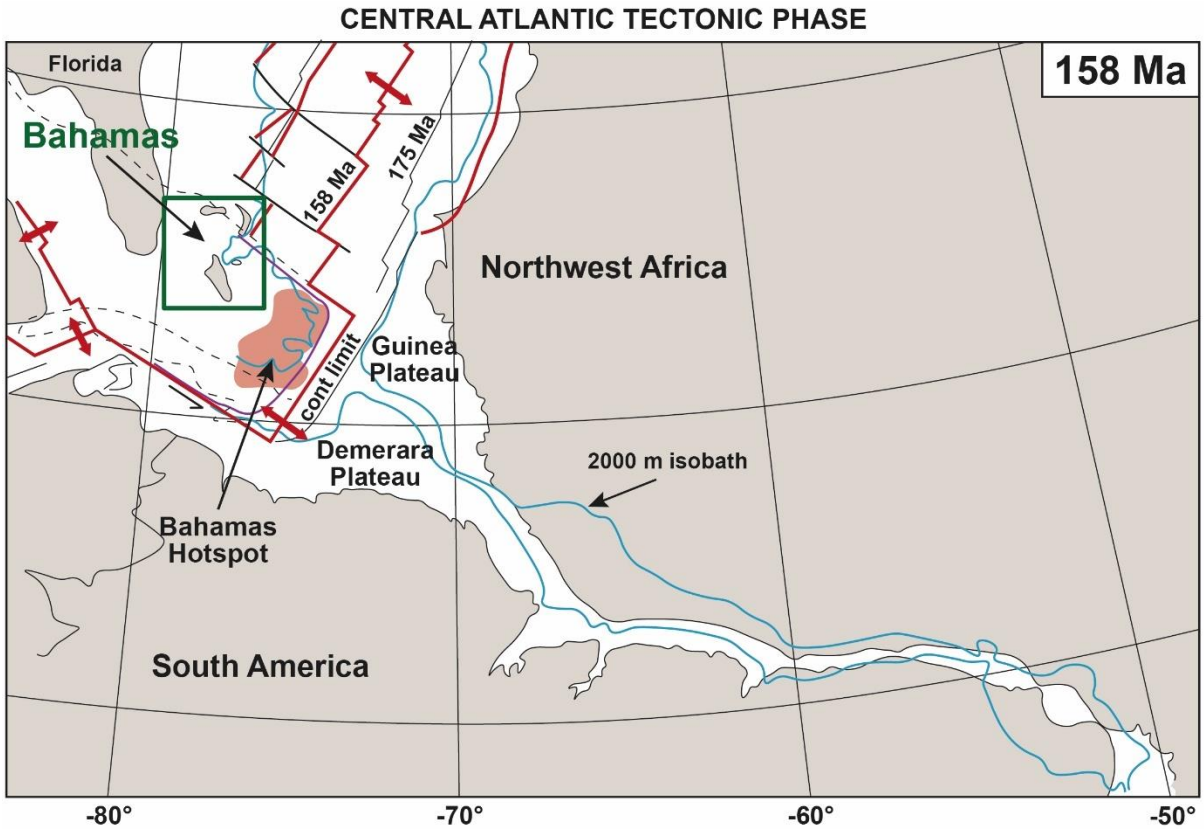


Figure 4.2. Reconstitution paléogéographique de l'ouverture de l'Atlantique à l'Oxfordien. La zone en rouge correspond à l'emplacement hypothétique du Point Chaud des Bahamas qui est à l'origine des dépôts volcaniques sur le plateau de Demerara mais aussi du matériel présent sous la couverture carbonatée bahamienne (d'après Reuber et al., 2016).

4.2.2 - Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : marge passive

Du Jurassique supérieur à l'Albien le plateau de croûte continentale évolue vers un système de marge passive subissant une importante subsidence compensée par d'épaisses séries carbonatées et évaporitiques de plateforme peu profonde se prolongeant au niveau du Blake Plateau (mégabanc) (Walles, 1993; Reuber et al., 2016) (**Figure 4.3**).

La limite abrupte entre la croûte océanique et continentale est matérialisée par le Blake Bahamas Escarpment qui mesure de 2 à 3 km de haut et qui est orientée N 130. L'ancrage structural du Blake Bahamas Escarpment est un linéament hérité : une composante crustale en décrochement, et d'une composante constructive par accrétion magmatique sur laquelle se surimpose la marge carbonatée. Au sein d'Exuma Sound, les reliefs sous-marins actuels sont les reliques de cette marge carbonatée d'âge Crétacé et Tertiaire.

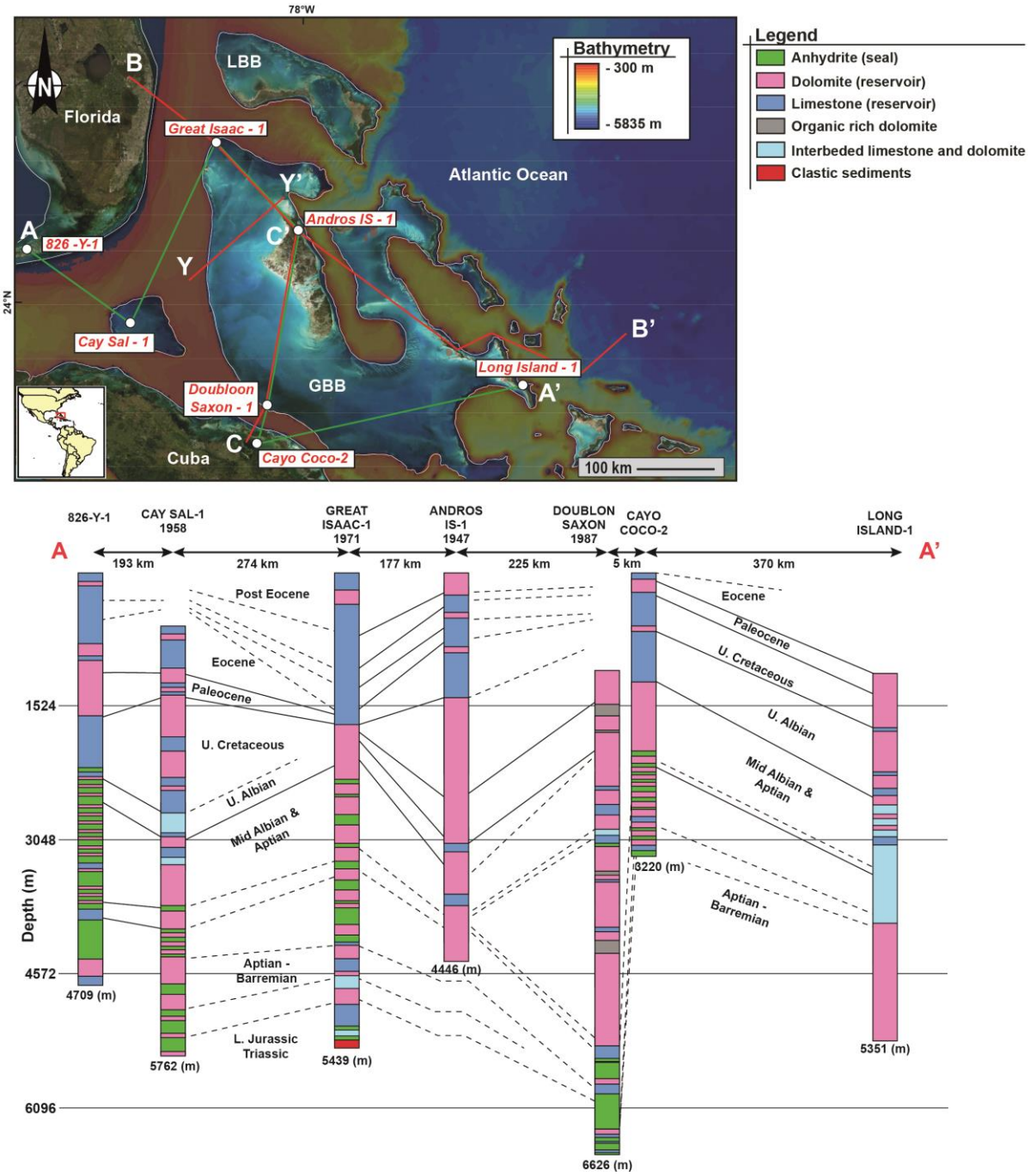


Figure 4.3. Corrélation stratigraphique des forages de la couverture sédimentaire des Bahamas depuis le Jurassique inférieur (d'après Dale, 2013). La position des puits est présente sur la carte au-dessus.

4.2.3 - Crétacé supérieur : ennoiement et démantèlement

Durant le Crétacé supérieur, une plateforme carbonatée (unique) subie un ennoiement progressif et forme une plateforme carbonatée isolée (Austin et al., 1988; Sheridan et al., 1981) associée à une phase de démantèlement tectonique à partir du Cénomanien (Schlager & Ginsburg, 1981; Masaferro & Eberli, 1999b; Stanek et al., 2009). Cette phase est marquée par un hiatus une discordance sédimentaire régionale (Ravenne et al., 1983). Cet épisode est le produit de facteurs environnementaux et climatiques, mais également est relié à la mise en place de la subduction au sud-ouest du proto-océan Caraïbes sous l'Arc Caraïbes depuis le domaine Pacifique (Pindell & Kennan, 2001; Stanek et al., 2009). Les Bahamas sont en position de *forebulge* provoquant le démantèlement des marges par tectonique extensive (Stanek et al., 2009). La tectonique produit de profonds bassins nord-sud et ouest-nord-ouest/est-sud-est (Tongue of the Ocean, Exuma Sound, Santaren Channel et Old Bahama Channel) segmentant le sud Bahamas à la suite du rejeu des failles jurassiques en réponse à la subduction de la plaque Caraïbes sous la plaque nord-américaine (Sheridan et al., 1981). Par la suite, les plateformes isolées rentrent en phase de progradation et d'aggradation avec une forte subsidence amplifiant les dépressions formées par le jeu des failles jurassique (Sheridan et al., 1981) (**Figure 4.3 & 4.4**).

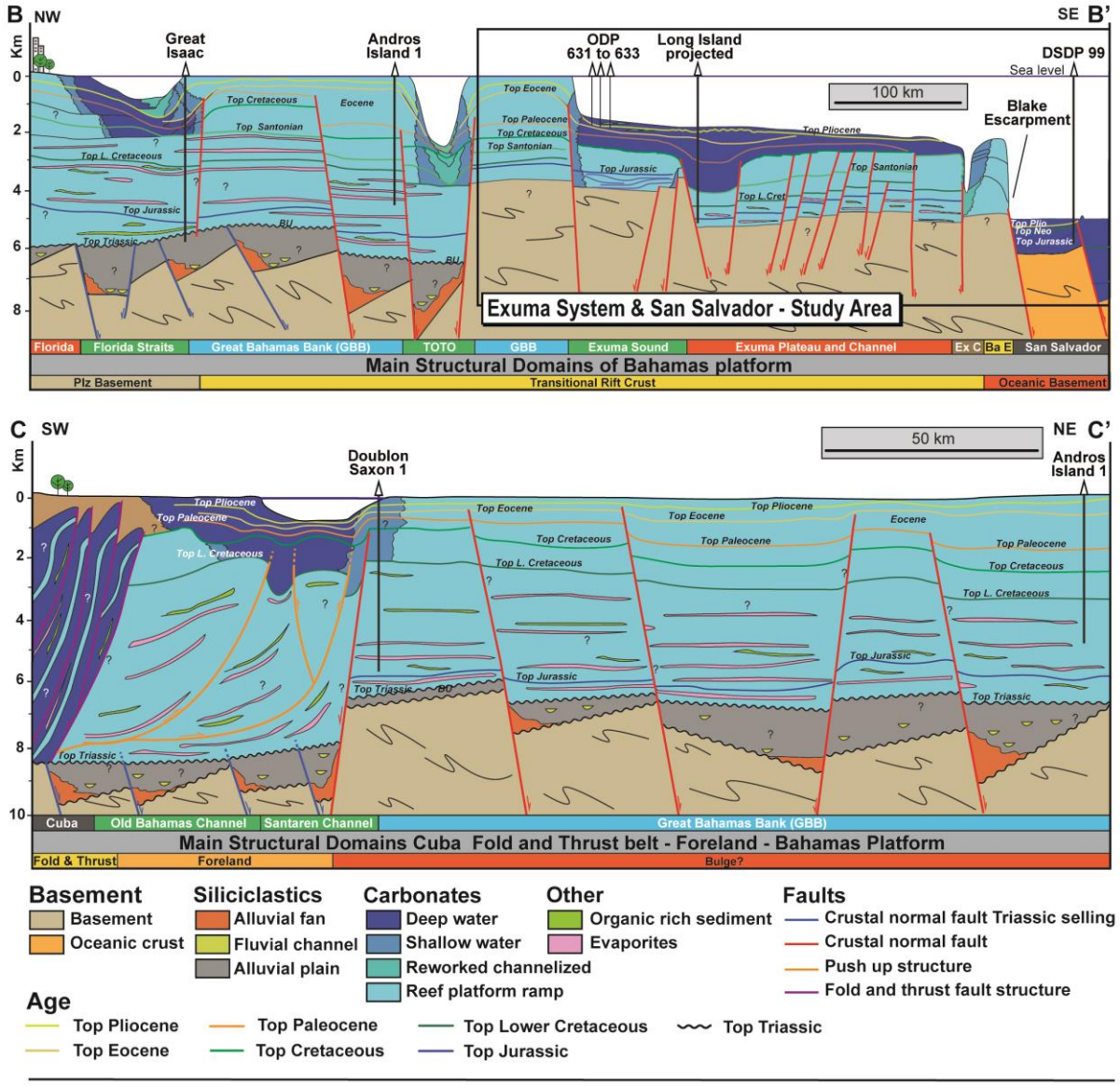


Figure 4.4. Coupe géologique reconstituant les séquences depuis l'ante Trias jusqu'à l'actuel. BB' coupe allant de la Floride jusqu'au lobe distal d'Exuma Sound traversant l'ensemble des Bahamas en NW-SE, CC' coupe

géologique allant de Cuba au puits Andros Island 1 présent sur le GBB. Les coupes géologiques présentent un contrôle *via* les données de puits disponibles. Le tracé des coupes est présent sur la **Figure 4.3**.

4.2.4 - Tertiaire : développement des plateformes actuelles

Le régime de contrainte s'intensifie au fur et à mesure du rapprochement de l'Arc Caraïbes avec les Bahamas, avec une collision oblique qui est datée de la fin du Paléocène (Pindell & Kennan, 2001; Stanek et al., 2009). Il en résulte un système de *fold and thrust belt* au nord-est de Cuba et un système de *foreland* à plis et chevauchements à vergence sud-ouest (Old Bahamas channel et le Santaren channel) (Walles, 1993; Masaferro et al., 1999; Stanek et al., 2009; Wunsch et al., 2016) (**Figure 4.4**). D'après les rares données présente aucune information indique que la croûte soit impliquée dans les déformations qui sont enracinées dans les séries évaporitiques jurassique jouant le rôle de couche savon (Walles, 1993; Stanek et al., 2009). La zone de déformation compressive n'est pas visible sous le GBB. L'unique preuve de cette phase est marquée par les importants paquets de sédiments glissés qui sont attribués au Tertiaire par la mission BACAR sur la marge Atlantique d'Eleuthera Island (Ravenne et al., 1983).

Durant l'Éocène les plateformes carbonatées aggradent, en particulier les marges au vent au droit des hauts topographiques hérités, ce qui a pour effet d'accentuer les dépressions comme celle d'Exuma Sound, qui atteignent des profondeurs entre 1000 et 2000 m (Schlager & Ginsburg, 1981). A l'inverse, dans les zones sous le vent de l'ouest du GBB, la forte accumulation de sédiments en pied de pente se traduit par la progradation des rampes Miocènes vers l'ouest (**Figure 4.4**). Hormis les dépressions comme Tongue of the Ocean, et Exuma Sound, qui sont maintenues dans le temps, les dépôts progradent très largement au Miocène, de 20 km dans le détroit de Floride dans la direction sous le vent. Cette progradation est largement modérée par le renforcement du Courant de Floride (Eberli & Ginsburg, 1987; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2017) (**Figure 4.4, 4.5, 4.6**).

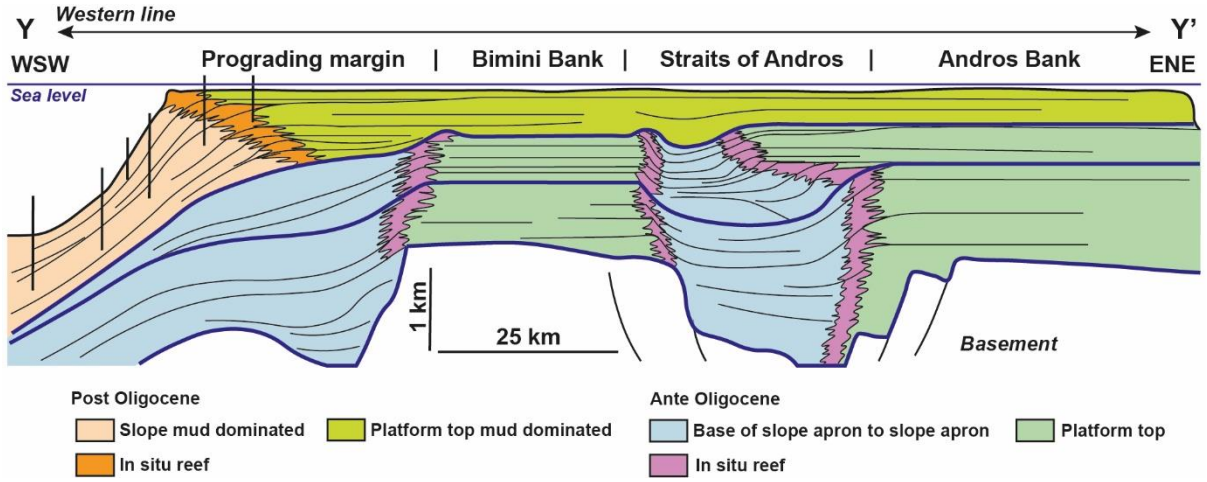


Figure 4.5. Coupe géologique montrant les éléments constitutifs de la plateforme du GBB depuis la base Jurassique depuis la marge sous le vent à Andros. Le tracé de la coupe est présent sur la **Figure 4.3** (d'après Eberli et al., 1994).

Pendant le Miocène - Pliocène les pentes sous le vent du GBB présentent des géométries de rampe à faible angle qui évoluent vers une plateforme à barrière ou rampe récifale et lagon (Schlager & Ginsburg, 1981) (**Figure 4.5**). La géométrie est impactée par une forte production carbonatée dominée par les péloides qui est fournie par la plateforme interne (Kenter et al., 2001). La géométrie actuelle de (flat-top) se met en place à la fin du Quaternaire à partir de 0,42 Ma, qui correspond au début des cycles glacio-eustatiques haute fréquence à 100 ka (Busson et al., 2018).

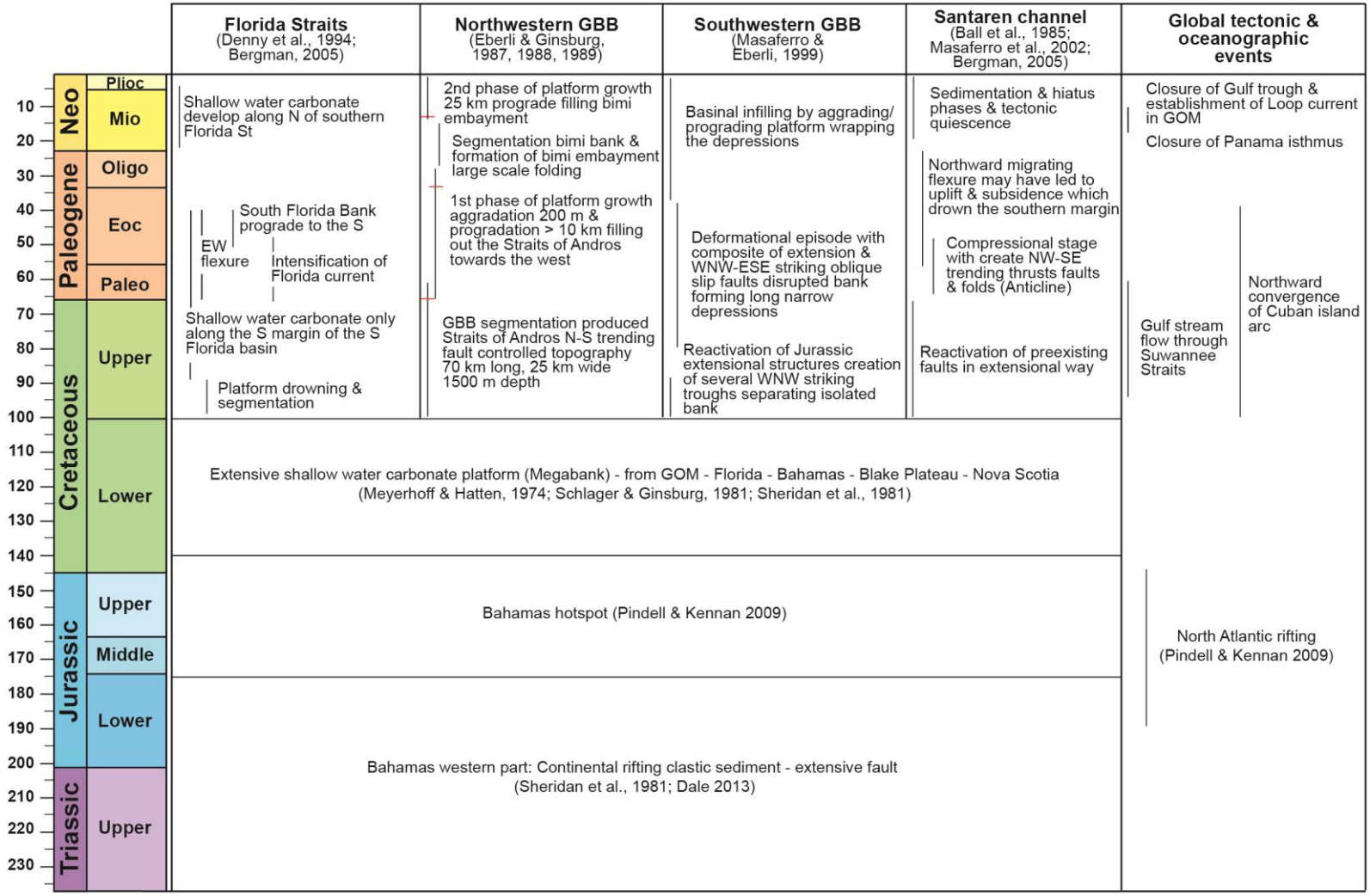


Figure 4.6. Charte chronostratigraphique, sédimentologique, tectonique de la Floride, du nord au sud du GBB au Santaren channel en lien avec les évènements tectoniques et océaniques globaux.

4.3 - Cadre stratigraphique Néogène-Quaternaire pour le Great Bahama Bank

Cette partie présente la synthèse des principales séquences et faciès du Néogène au Quaternaire basée sur les puits Unda et Clino pour la plateforme. Pour la marge sous le vent nous avons utilisé les puits 1003-1004-1005-1006-1007 et les puits 631-632-633 pour la marge au vent (**Tableau 4.1**).

All surfaces Sub Unit Windward - Platform - Leeward					Windward			Leeward - Platform		
Age (Ma)	Relative age	Sub Unit	SB	Unit	Surface	Unit	Sub unit	Busson *et al.*, 2018 Stratigraphic marker	Principaud *et al.*, 2017 Sequence	Eberli *et al.*, 1997; 2001; 2002 - SSB
0.13	Pleistocene	A.6						T6	Ple.4	A
0.24	Pleistocene	A.5								
0.37	Pleistocene	A.4						B	Ple.3	B
0.42	Pleistocene	A.3		Se A			U6.4	T12		
0.46	Pleistocene	A.2								
0.79	Pleistocene	A.1						T20		
0.91	Pleistocene	B.2	*SB A*							
1.7	Pleistocene	B.1		Se B	P3	U6			Ple.2	
2.1	Pleistocene	C.2	*SB B*				U6.3	C	Ple.1	C
2.58	Plio/Pleistocene	C.1		Se C						
3.7	Pliocene	D.1	*SB C*		P2			D	Pl.2	D
4.1	Pliocene	E.2	*SB D*	Se D	P1		U6.2	E	Pl.1	E
5.3	Mio/Pliocene	E.1		Se E			U6.1			
?	Messinian	F.2	*SB E*		H5			F	Me	F
7.2	Tortono/Messinian	F.1		Se F	M1	U5	U5.2			
8.7	Tortonian	G.5	*SB F*		H4		U5.1			
9.1	Tortonian	G.4					U4.2			G
9.4	Tortonian	G.3		Se G	T1				Tor	
10.7	Tortonian	G.2				U4				H
11.6/12.2	Serravalo/Tortonian	G.1	*SB G*		H3		U4.1		Se.2	I K

Tableau 4.1. Age des surfaces, unités et sous-unités pour l'étude de la marge au vent sous le vent et de la plateforme ainsi que les correspondances avec les publications précédentes sur les Bahamas. Les cellules vides indiquent l'absence du marqueur.

L'étude combinée des marges au vent et sous le vent *via* les données sismiques et de puits ODP et BDP a permis de réaliser un modèle d'évolution stratigraphique et morphologique des deux marges. Cette étude est basée sur de nombreuses études antérieures pour lesquelles une synthèse et une uniformisation des séquences et faciès a été réalisée suivant les auteurs (Austin et al., 1986, 1988; Reijmer et al., 1992, 2012; Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Rendle et al., 2000; Eberli et al., 2001; Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001; Rendle & Reijmer 2002; Principaud et al., 2017; Busson, 2018; Wunsch et al., 2018 ; Busson et al., 2019) (**Tableau 4.1 & 4.2**).

Dans ce cadre, l'ensemble des séquences ont été extrapoler de la marge sous le vent à la plateforme et à la marge au vent à l'aide de sept séquences **Se A** à **Se G** de l'actuel à la base du Tortonien.

	ODP Leg 166 (leeward)					BDP (platform)		ODP Leg 101 (windward)		
Well	1006	1007	1003	1004	1005	Clino	Unda	631	633	632
Wd (m)	658	659	482	419	362			1081	1681	1996
Marker Age (Ma)	Depth (mbsf) (m)									
0.13 Top MIS 6				40	30	11	10	3	5	4
0.24								5	7	7
0.37 Top MIS 11	15		27	46	65	28	26			7
0.42 Top MIS 12			60	92	123	40	38			7
0.46								10	10	7
0.79 Top MIS 20	60	12	75	112	153	61	53	12	17	23
0.91								15	34	32
1.7	80	37	107	140	185	115	56	20	45	45
2.1						160	108		45	
2.58 Pleis/Plio	100	200	145	180	225	353	150	30	45	50
3.7 Piace/Zan	295	200	175	200	255	434	248	43	45	57
4.1								87	77	85
5.3 Plio/Miocene	425	305	315		400	521	278		160?	93
7.2 Mes/Torto						521	354			145
8.7	505	365	350		430					
9.1	515	380	370		440		447			283
9.4	530	420	400		485					
10.7	570	490	520		550					
11.6 Serra/Torto	635	540	650		700					283

Tableau 4.2. Profondeur des surfaces des dix puits harmonisés avec les études antérieures (Austin et al., 1986, 1988; Reijmer et al., 1992, 2012; Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Rendle et al., 2000; Eberli et al., 2001; Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001; Rendle & Reijmer, 2002; Principaud et al., 2017; Busson, 2018; Wunsch et al., 2018; Busson et al., 2019). Les cellules vides indiquent l'absence du marqueur.

4.3.1 - Stratigraphie et faciès de la plateforme

Les surfaces stratigraphiques interprétées par Eberli et al., (2001) **SSB A** à **G** sur la plateforme correspondent à des chutes du niveau marin qui sont soulignées par des *hardgrounds*, troncatures érosives et surfaces d'émersion. Les grands changements lithologiques entre ces limites sont, en lien avec les variations du niveau marin (Eberli et al., 1997ab; Kenter et al., 2001; Manfrino & Ginsburg, 2001; Eberli et al., 2001) comme par exemple pour la surface **SB-F** traversée par le puits Unda (**Figure 4.7**).

La chronostratigraphie des études antérieures de la plateforme au bassin sous le vent contienne des incertitudes avec un décalage moyen maximum de 0.45 Ma pour les limites **SSB A** à **K** (Eberli et al., 2002). Cette stratigraphie et modèle d'âge sont basés sur des foraminifères, des nannofossiles, la stratigraphie isotopique du strontium et la magnétostratigraphie (McNeill et al., 2001).

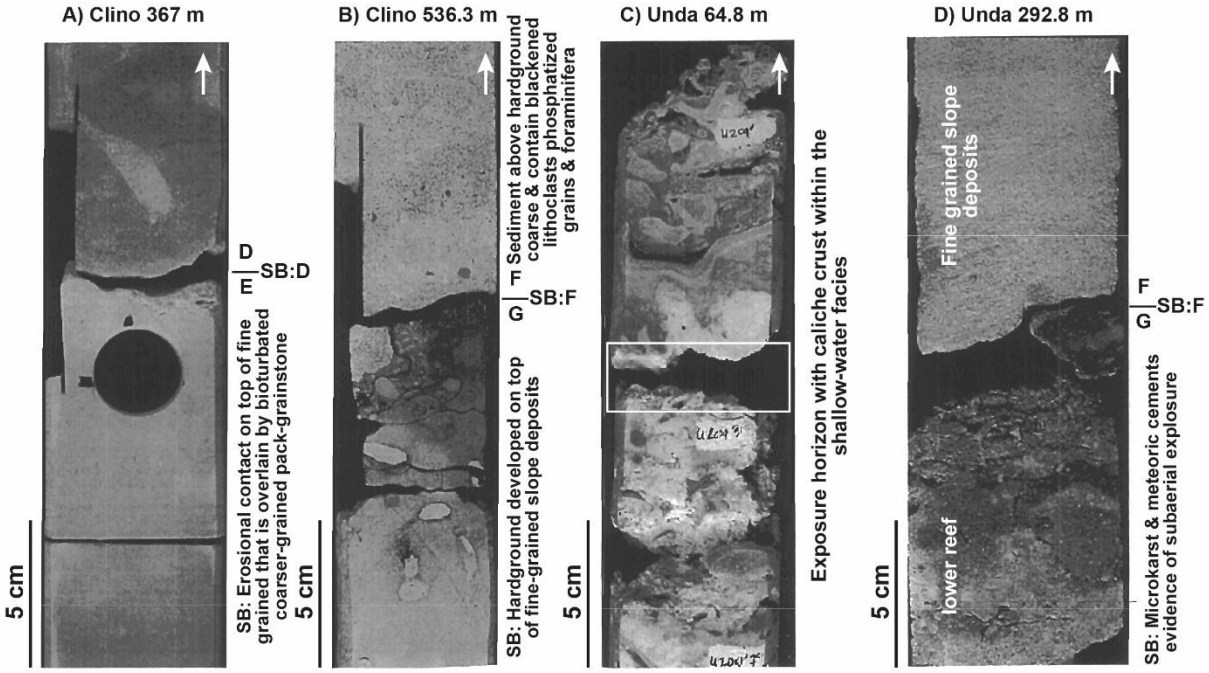


Figure 4.7. Carottes provenant des puits Unda et Clino montrant des surfaces remarquables SB associé à des changements de faciès et variations du niveau marin d'après (Eberli et al., 2001).

1. Miocène supérieur de la plateforme - Séquences G et F (11.6-5.3 Ma) :

Le Tortonien (11.6-7.2 Ma) : La surface **SB-G** n'est pas présente sur la plateforme. L'âge le plus ancien retrouvé sur la plateforme est la surface **SBB-H** (Eberli et al., 2002) correspondant à un âge d'environ 9,4 Ma au puits Unda (**Figure 4.8, 4.9, 4.10**).

Sur la plateforme, deux unités au sein de **Se-G** (Tortonien) ont été distingués. L'unité regroupant **G1-2-3** d'âge inférieur à 9,1 Ma au puits Unda mais sans distinction d'âge à la base du puits, et l'unité **G4-5** d'âge compris entre 9,1-7,2 Ma dans les puits Unda et Clino. **G1-2-3** correspond dans le puits Unda à des faciès de plateforme (Eberli et al., 1997b), elle est délimitée à son sommet par un *hardground* marin. La séquence **G4-5** est présente dans les deux puits correspondants à des environnements de *shelf* profonds et de pente inférieure avec des faciès de *packstone* et *grainstone* micropéloïdaux. Cette variation de faciès et d'environnement de dépôt au sein de **Se-G** peut être liée à des changements majeurs du niveau marin (**Figure 4.8, 4.9, 4.10**) (Kenter et al., 2001).

Le Messinien (7.2-5.3 Ma) : Cet intervalle est délimité à sa base par la surface **SB-F** datée à 7,2 Ma correspondant à la surface **SBB-G** (Eberli et al., 1997b) dans le puits Unda à 354 mbsf. Dans le puits Clino cette surface est confondue avec la surface **SB-E** à 521 mbsf (**Tableau 4.2**).

Sur la plateforme, aucune distinction entre les séquences **F1** et **F2** (Messinien) n'a pu être établie. La séquence **F1-F2** (7.2-5.3 Ma) est réduite au puits Clino en section condensée sous-jacente au *hardground* de 5.3 Ma. Au puits Unda cette séquence consiste en un récif qui est composé de faciès grossier corallien squelettique et de *grainstone* et *packstone* avec peu d'informations biostratigraphiques (Eberli et al., 1997b) (**Figure 4.10**).

2. Pliocène de la plateforme - Séquences E et D (5.3-2.6 Ma) :

Le Zancléen (5.3-3.6 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-E** datée de 5,3 Ma et correspondant à la surface **SSB-F** (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson, 2018), elle est présente dans les puits Unda et Clino. Cette surface majeure correspond à une chute importante du niveau marin qui est soulignée par des *hardgrounds* au sein des puits Unda et Clino.

Au puits Clino, cette surface d'émersion représente un hiatus sédimentaire d'environ 1,2 Ma (Eberli et al., 1997b).

Sur la plateforme, aucune distinction entre les séquences **E1** et **E2** (Zancléen) n'a pu être établie. La séquence **E1-E2** (5.3-3.6 Ma) est identifiée comme un épisode transgressif s'accompagnant d'une forte lithification des dépôts miocènes sous-jacents (Betzler et al., 1999; Eberli et al., 2000; Principaud et al., 2017). Sur la sismique, la partie basale de la séquence est caractérisée comme un système transgressif associé à un *backstep* de la marge (Eberli et al., 1997b). Les séquences **E1-E2** correspondent à des sédiments fins et boueux formant un prisme transgressif. Les séquences **E1-E2** sont amincies sur la plateforme, environ 30 ms TWTT, associées à un ennoiement de la plateforme (Betzler et al., 1999; Eberli, 2000; Principaud et al., 2017; Busson, 2018).

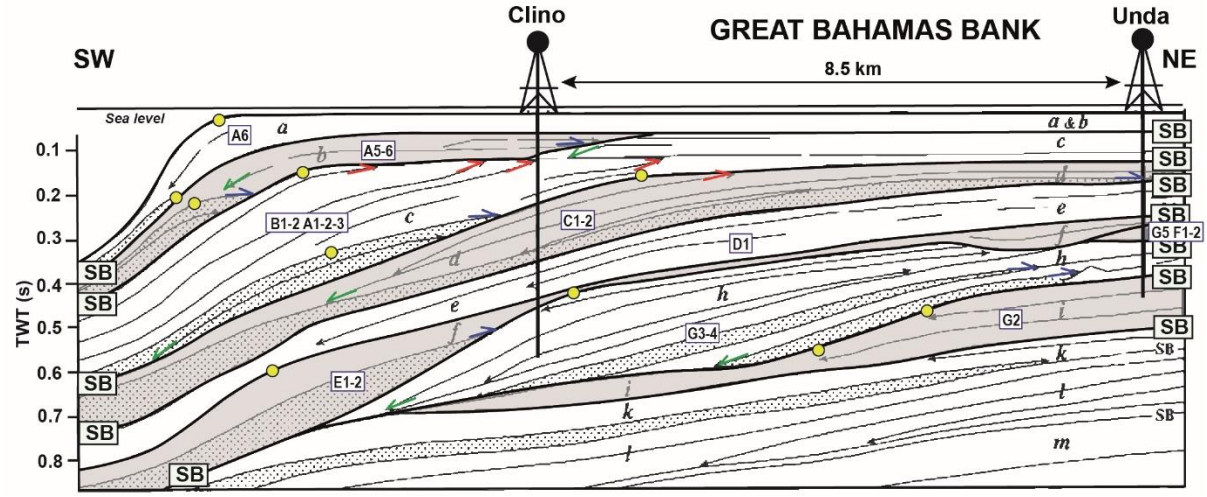


Figure 4.8. Interprétation des séquences progradante de la marge ouest des Bahamas avec les puits Unda et Clino d'après Eberli & Ginsburg (1989). Les séquences, SB de notre étude ont été replacées sur le profil.

Le Plaisancien (3.6-2.58 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-D** datée à 3,6 Ma et correspond à la surface **SSB-E** (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson, 2018) identifiés dans les puits Unda et Clino (**Figure 4.8 & 4.10**). Cette surface correspond à une chute du niveau marin (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017). Au puits Unda, **SB-D** est définie par Eberli et al. (2001) comme un niveau condensé correspondant à la base d'un niveau cimenté de *packstone* et *grainstone* à peloïdes au puits Clino.

La séquence **D1** (Plaisancien) (3.6-2.58 Ma) est aggradante, épaisse de 100 ms TWT sur la plateforme et parallèle au marqueur messinien (**Figure 4.8**). D'après Eberli et al. (2001), il est possible d'identifier des géométries de (TST) au sein de cette séquence. Lithologiquement, elle est marquée à Clino par un intervalle de sédiments riches en élément pélagiques dans la pente. Au niveau de Unda, la lithologie est caractérisée par des faciès de *packstone* et *grainstone* micropéloïdaux (**Figure 4.10**).

3. Pléistocène de la plateforme - Séquences C, B et A (2.58-0 Ma) :

Le Gélasien (2,58-1,7 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-C** est daté à 2,58 Ma et correspond à la surface **SSB-D** (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Busson et al., 2019). Cette surface est un contact érosif dans Clino à 353 mbsf (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001) (**Figure 4.10**). Dans le puits Unda, cette surface à 150 mbsf correspond aux premiers dépôts en *onlap* sur un *hardground* marin (Kenter et al., 2001). **SB-C** correspond à une chute majeure du niveau marin au Pliocène-Pléistocène (Principaud et al., 2017) qui est marquée sur la sismique par des réflecteurs brillants en *downlap* sur une surface érosive (Busson, 2018).

La séquence **C** (Gélasien) (2,58-1,7 Ma) est condensée et érodée sur la pente et évolue par la suite par un large prisme à la marge de la plateforme (**Figure 4.8**). Cette séquence est caractérisée par

deux séquences : **C1**, qui correspond à un prisme de bas niveau (LST) en *onlap* sur les dépôts sous-jacents, qui évolue par la suite en prisme de régression forcée **C2** (Busson, 2018). La première séquence **C1** est déposée sur la marge en amont de Clino. Le prisme transgressif (TST) est de faible épaisseur et correspond à deux réflecteurs brillants qui prolongent la surface de la plateforme (Busson, 2018). Le prisme suivant de haut niveau est uniquement présent sur la plateforme. **C2** est développée en régression forcée avec très peu de dépôts sur la plateforme. Cette séquence montre une évolution d'architecture et de régime de dépôt. L'évolution verticale des faciès montre une séquence globalement en *shallowing upward* avec une importante augmentation des grains non squelettiques sur la plateforme et des indices de récifs coralliens (Budd & Manfrino, 2001; Kenter et al., 2001) (**Figure 4.10**).

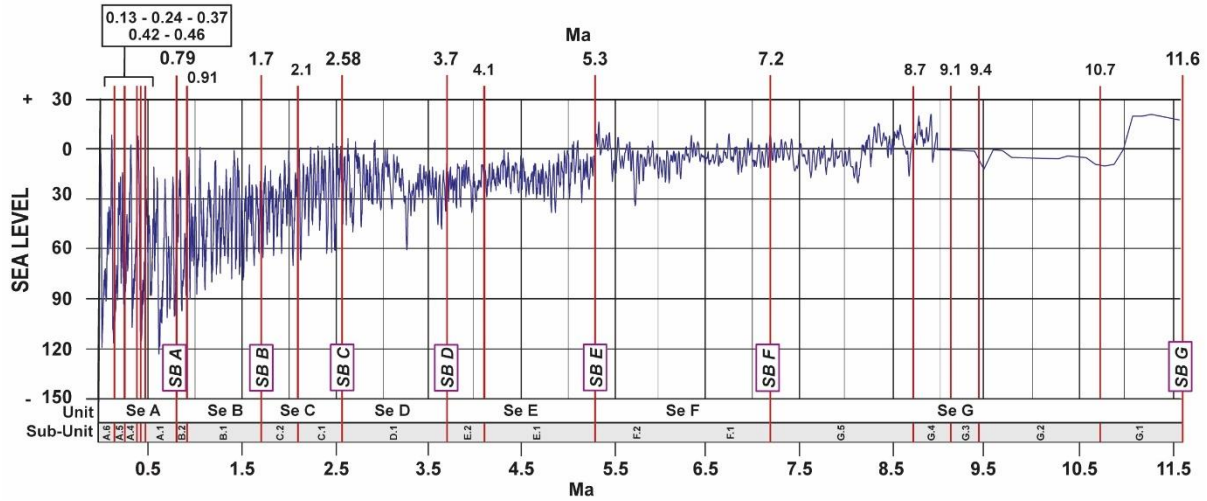


Figure 4.9. Courbe eustatique du Quaternaire au Néogène supérieur (Miller et al., 2011). Les principales surfaces stratigraphiques y sont associées pour les marges au vent et sous le vent et la plateforme ainsi que les séquences (Se) et séquence boundary (SB).

Le Calabrien (1.7-0.79 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-B** est daté à 1,7 Ma et correspond à la surface **SSB-C** (Busson, 2018; Busson et al., 2019). Cette surface est corrélée au Top Olduvai dans les puits Unda et Clino (Manfrino & Ginsburg, 2001) (**Figure 4.10**). Cette surface est interprétée comme un *downward shift* des dépôts avec une migration régressive de la marge (Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2001; Kenter et al., 2001; Manfrino & Ginsburg, 2001; McNeill et al., 2001; Principaud et al., 2017).

La séquence **B1-B2** (Calabrien) (1,7-0.79 Ma) est exprimée par un hiatus d'exposition subaérienne dans Unda et la progradation d'une marge récifale corallienne dans le puits Clino, avec une évolution d'un environnement récifal vers une crête récifale et une plateforme (Busson et al., 2019) (**Figure 4.10**). De plus, cette séquence est caractérisée par un petit (LST) autour du puits Clino en *downlap* sur **SB-B** de faible inclinaison jusqu'à 2,5 km du puits Clino (Busson, 2018).

Le Pléistocène supérieur (0,79-0 Ma) correspond à la séquence **A** (0,79-0 Ma) qui a pu être subdivisé en trois séquences **A1-A2** (0,79-0,42 Ma), **A3-A4-A5** (0,42-0,13 Ma) et **A6** (0,13-0 Ma). Chaque séquence est délimitée par une surface remarquable avec changement faciologique et surface d'émersion. La première séquence **A1-A2** (0,79-0,42 Ma) est délimitée à sa base par la surface **SB-A** qui est datée à 0.79 Ma et correspond au sommet du MIS 20 (Lisiecki & Raymo, 2005). D'après Busson. (2018), cette surface a été identifiée dans le puits 1003 de la marge sous le vent par Rendle & Reijmer. (2002) comme une transition magnéto-stratigraphique Brunhes-Matuyama, correspondant dans Clino et Unda à la surface d'émersion MIS 20 (Manfrino & Ginsburg 2001). Cette séquence se caractérise par plusieurs évolutions géométriques de la plateforme en fonction du niveau marin. Dans un premier temps, ceci s'exprime par une régression forcée et une accentuation de la pente (Busson et al., 2019), formant une séquence régressive avec des dépôts de (LST) en *onlap* sur la marge jusqu'au puits Clino (Busson, 2018). L'épisode suivant est une transgression entrainant l'inondation de la plateforme

identifiable au niveau des puits Unda et Clino, avec une épaisseur supérieure à 15 m (Busson, 2018). Cette séquence se termine par la mise en place d'un autre prisme de régression forcée (Busson, 2018).

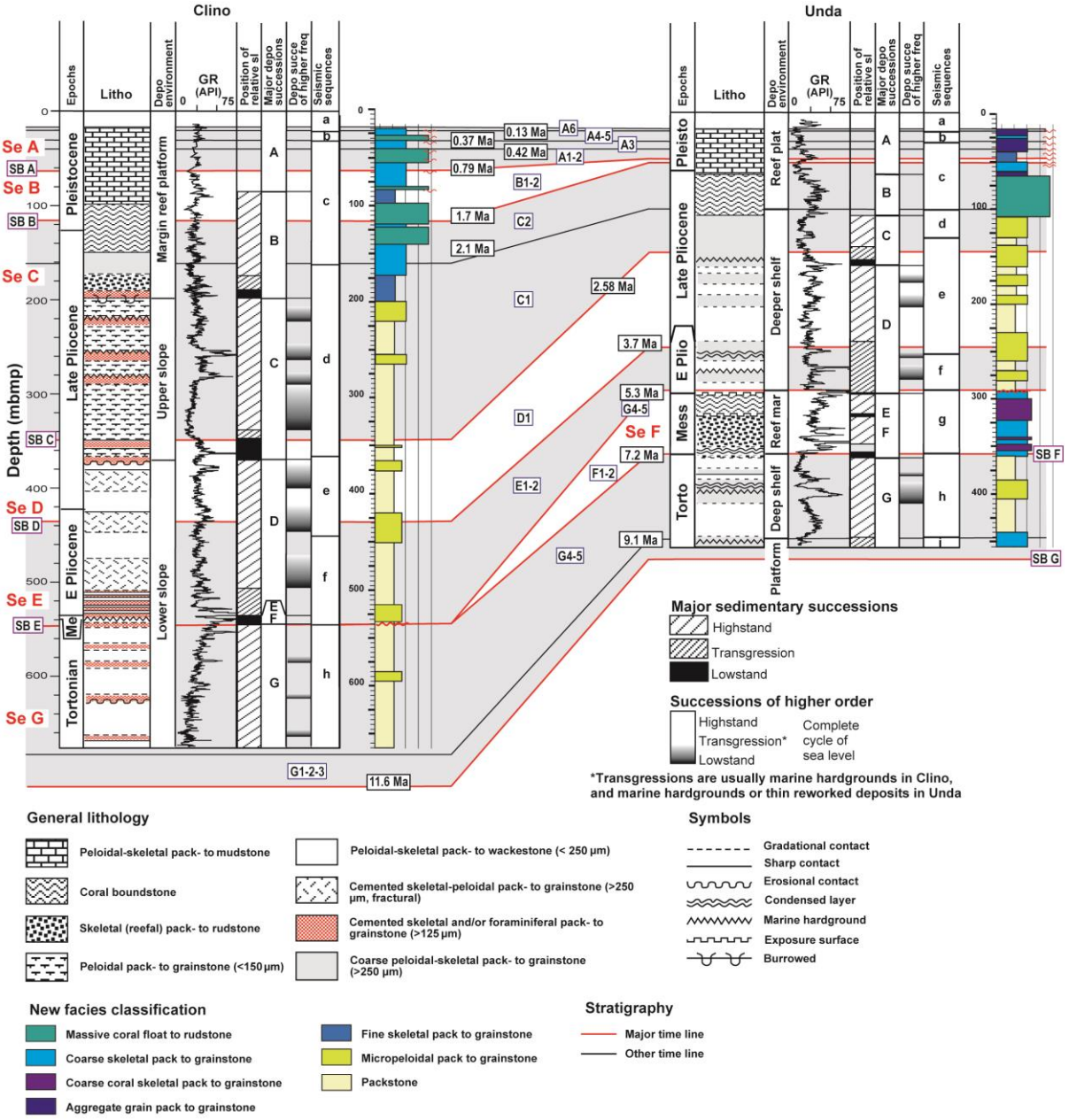


Figure 4.10. Corrélation des séquences types de la plateforme depuis le Miocène *via* les puits Unda et Clino d'après (Eberli et al., 1997) et marqueurs suivants (Eberli et al., 1997b; Busson, 2018; Busson et al., 2019) et harmonisation des faciès. SB, Sequence boundary; Se, Séquence majeur; A5, Sous séquence.

La seconde séquence **A3-A4-A5** (0,42-0,13 Ma) est délimitée à sa base par la surface 0.42 Ma correspondant au sommet du MIS 12. Sur la plateforme, cette surface est corrélée à la base d'une unité récifale et lagunaire transgressive (Manfrino & Ginsburg, 2001; Busson, 2018). Cette séquence est marquée par de multiples variations eustatiques qui ont d'importants impacts stratigraphiques sur la plateforme et la marge. Premièrement une inondation totale de la plateforme durant la transgression du MIS 11 (Aurell et al., 1995; Kievmann, 1998; Busson et al., 2019) qui provoque le dépôt d'un prisme de haut-niveau. Sur la plateforme, ce prisme s'exprime par la rétrogradation des dépôts et la remise en place de faciès marginaux de récifs dans le puits Clino (Manfrino & Ginsburg, 2001). Post MIS 11, les oscillations glacio-eustatiques de 100 kyr de période sont prédominantes. Les différents cycles

s'accompagnent de l'inondation de la plateforme pendant les périodes interglaciaires (Aurell et al., 1995; Chabaud et al., 2016; Busson et al., 2019).

La troisième séquence **A6** (0,13-0 Ma) est délimitée à sa base par la surface 0,13 Ma correspondant au sommet du MIS 6 et comme étant l'avant dernière surface d'émersion de la plateforme (Manfrino & Ginsburg, 2001) (**Figure 4.10**). Des prismes cimentés de bas-niveau probablement d'origine récifale se déposent sur la marge de la plateforme escarpée (Busson et al., 2019). La transgression du MIS 5 forme des dépôts de haut-niveau. Les MIS 2 et 4 glaciaires forment un prisme de bas niveau marginal bien développé. La dernière séquence Holocène est associée à l'inondation de la plateforme.

4.3.2 - Stratigraphie et faciès de la marge sous le vent

L'étude antérieure portant sur les données du leg ODP 166 puits (1003-1004-1005-1006-1007) de Eberli et al. (1997a) a défini 17 limites de séquences sismiques nommées de **A** à **R** (Eberli, 2000) par l'analyse de stratigraphie séquentielle sur le transect (*Western line*). Par conséquent, 17 séquences correspondantes ont été aussi définies de **A** à **Q**. Cette étude porte sur les limites de séquences de **K SSB K** à **A** de la base du Tortonien à l'actuel suivant le cadre stratigraphique proposé par Eberli et al. (1997a; 2000; 2002), Busson (2018) et Busson et al. (2019) (**Tableau 4.1**). Le cadre stratigraphique d'après Eberli et al. (1997a; 2000; 2002) est basé sur des foraminifères et nannofossiles planctoniques qui sont issus du rapport Leg ODP 166. Cette stratigraphie présente des incertitudes maximums de 0,36 Ma pour les limites de **A** à **K** (Eberli et al., 2000).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé la synthèse de Busson (2018) et Busson et al. (2019) pour les intervalles de la base du Pliocène à l'actuel séquences **E** à **A** et de Eberli et al. (2002) et Principaud et al. (2017) pour l'intervalle Messinien/Tortonien séquences **F** et **G**. La stratigraphie de Busson (2018) et Busson et al. (2019) repose sur une synthèse de corrélations âge-profondeur cohérente qui est basée uniquement sur un raisonnement géologique en cas de résultats contradictoires (Busson, 2018). Les travaux de Busson (2018) et Busson et al. (2019) sont guidés par l'hypothèse que les surfaces d'exposition présentes sur la plateforme forment des lignes de temps correspondant aux couches condensées et lithifiées sur la pente (Eberli & Ginsburg, 1987; Eberli et al., 2002: Wunsch et al., 2016; Busson, 2018). Ces auteurs ont corrélé les puits de pente, en considérant que la corrélation des couches lithifiées précoces et les schémas minéralogiques DRX pics de HMC (*High Magnesium Calcite*) (Eberli et al., 1997a), est conforme au schéma d'empilement des unités de haut niveau décrit par Rendle & Reijmer (2002) et Busson (2018).

1. Miocène supérieur de la marge sous le vent: Séquence G et F (11,6-5,3 Ma) :

La limite entre le Tortonien (11,6-7,2 Ma) et le Messinien (7,2-5,3 Ma) n'est pas délimitée clairement stratigraphiquement dans les études de Austin et al. (1986); Eberli et al. (1997a); Principaud et al. (2017). La base du Tortonien est délimitée par la surface **Se-2** (Principaud et al., 2017) et **K** (Eberli et al., 1997, 2001, 2002). Dans cette étude, la base du Tortonien correspond à la surface **SB-G**. La partie sommitale de cet intervalle est délimitée par les surfaces **Me** (Principaud et al., 2017) et **F** (Eberli et al., 1997, 2001, 2002). Dans notre cas cette surface est **SB-E**. Elle est décrite comme subhorizontale et conforme dans le bassin et évoluant sur la pente en réflexions chaotiques affectées par des incisions profondes (30-50 ms), et sous la forme de vallées en V sur la pente supérieure (**Figure 4.11**).

La géométrie de cet intervalle le long de la marge sous le vent n'est pas isopaque. D'après Principaud et al. (2017), le sud de la marge est caractérisé par d'épais (250 ms) prismes progradants s'amincissant vers l'ouest (120 ms) et se terminant à plus de 25 km du bord de la plateforme. Ces prismes sont caractérisés par des réflecteurs semi-continus, subparallèles, de faible angle 1,2 à 3,3° en *downlap* sur la surface basale (Betzler et al.,1999). L'analyse des faciès des puits 1003 et 1007 (Eberli et al., 1997a) révèle une succession assez sableuse (*packstone* et *grainstone*) *ante* 9,1 Ma qui est dominée par des faunes peu profondes (allochème, foraminifères planctoniques), en intercalation avec

des *bio-packstones* à *floatstones* riches en foraminifères planctoniques également présents sur les pentes moyennes et supérieures (**Figure 4.12**).

Au nord-est, des clinoformes sigmoïdaux plongent vers l'ouest formant un prisme perché sur la pente supérieure s'étendant sur moins de 10 km vers le bas de la pente. Cet intervalle stratigraphique est marqué par une forte instabilité sédimentaire comme en témoigne les méga *blocks* de 4 km de largeur lithifiés légèrement inclinés présent sur la pente supérieure.

Les faciès de bassins sont illustrés sur la sismique par des réflecteurs continus de moyenne amplitude et au puits (1006), par des faciès boueux qui sont interprétés comme des faciès de *drift* contouritiques (Eberli et al., 1997a) (**Figure 4.11**).

Remarque : Ces interprétations sédimentologiques et stratigraphiques des puits ODP (leg 166) indiquent que les taux sédimentaires exportés avant 9,1 Ma (Tortonien) excèdent largement ceux de l'intervalle 9,1-5,3 Ma et sont caractérisés par des sédiments beaucoup grossiers (**Figure 4.12**). Cela montre l'importance des changements de production et d'export de la plateforme dans le temps.

2. Pliocène de la marge sous le vent - Séquences E et D (5,3-2,6 Ma) :

Le Pliocène inférieur (5,3-3,7 Ma) est délimité à sa base par la surface **Me** (Principaud et al., 2017) et **F** (Eberli et al., 1997, 2001, 2002). Dans notre cas, cette surface, correspond à **SB-E** ce qui est discuté ci-dessus. Les séquences **E1 et E2** caractérisent le Pliocène inférieur (5,3-3,7) i.e. la séquence composite **SU-5** (Principaud et al., 2017) délimitée au sommet par la surface **Pl-1** qui la définie comme plane et horizontale dans le bassin, érosive sur la pente avec des incisions en V. Sur la partie sud du secteur d'étude de Principaud et al. (2017), cet intervalle est fin (25-50 ms) avec des réflecteurs continus et de très faible amplitude, en interdigitation avec des faciès parallèles linéaires et *mounded* en pied de pente, interprétés comme des dépôts contouritique. Les faciès bassins qui sont retrouvés dans les puits 1005 - 1003 et 1007 correspondent à des faciès d'hémipélagites et de contourites comblant les vallées incisées de la surface sommitale du Miocène, d'une épaisseur d'environ 100-130 m.

Le Pliocène supérieur (3,7-2,58 Ma) est délimité par la surface **Pl-1** (Principaud et al., 2017), **E** (Eberli et al., 1997, 2001, 2002) et correspond à la surface **SB-D** de cette étude. Cette surface est majeure sur la zone sous le vent en se définissant par des réflecteurs continus, de forte amplitude et formant un des terminaisons en *onlap-to-downlap* sur l'ensemble de la zone d'étude. La surface sommitale de cet intervalle est définie ici par l'horizon **Pl-2** (Principaud et al., 2017) et **D** (Eberli et al., 1997, 2001, 2002) (**Figure 4.11**). Cette surface importante nommée **SB-C** dans cette étude est définie par des réflecteurs irréguliers, non-conformes sur la pente et évoluant vers des réflecteurs conformes et continus dans le bassin. Localement, on note que **SB-C** merge avec la surface **SB-D** sur la pente moyenne au sud de la zone d'étude (**Figure 4.11**). L'intervalle **SU-6** par Principaud et al. (2017) correspond au **D1** de cette étude. L'unité **D1** a été interprétée par Principaud et al. (2017) comme un dépôt massif de *drift* contouritique de 200 m d'épaisseur. De plus, le Pliocène supérieur est marqué par une très forte activité gravitaire qui est caractérisée par des dépôts chaotiques de *collapse*, de 2 km de largeur et 20 km d'extension dans le bassin. Les dépôts de MTCs sont intercalés dans les séries contouritique (Principaud et al., 2015). Au sud de la zone de dépôt de MTCs étudiée par Principaud et al. (2017), des calcaires péloïdaux dominés par la boue se trouvent le long de la pente supérieure ce qui est remarquable aux puits (1005-1004-1003). Cette zone se caractérise par une pente supérieure avec de faibles épaisseurs de dépôts, une pente inférieure sans dépôt et un large *drift* contouritique en base de pente (**Figure 4.12**).

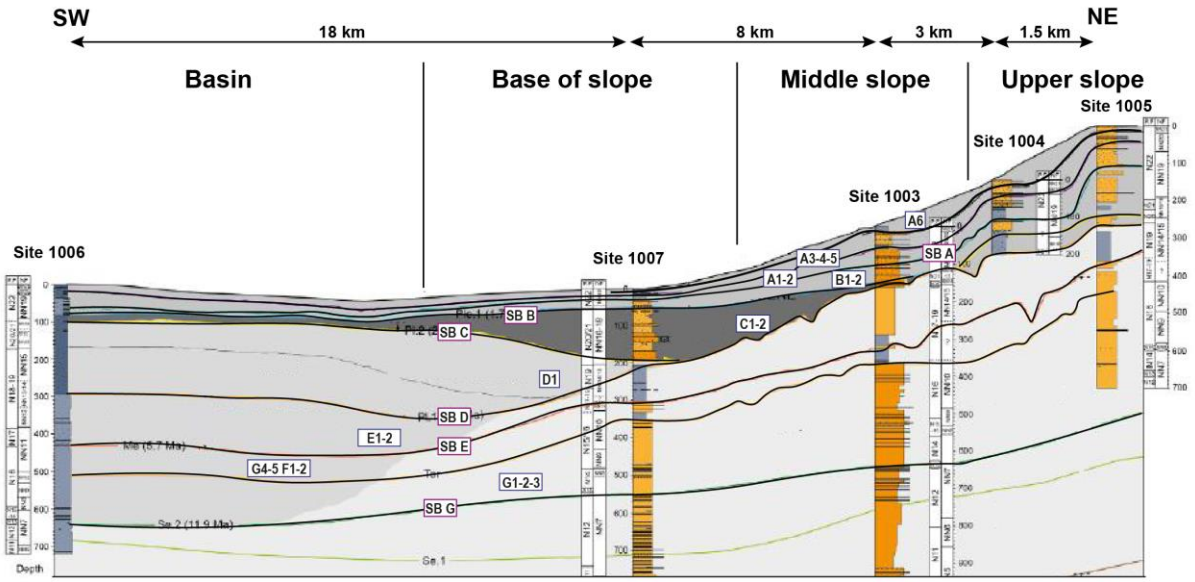


Figure 4.11. Schéma d'interprétation sismique de la pente et bassin de la zone leeward depuis la base du Tortonien avec les puits qui y sont associés d'après (Principaud et al., 2017).

3. Pléistocène de la marge sous le vent - Séquences C, B et A (2.58-0 Ma) :

Le Gélasien (2,58-1,7 Ma) est délimité à sa base par la surface **Pl-2** (Principaud et al., 2017) **SB-C**, à son top, par la surface **Ple-1** (Principaud et al., 2017) **SB-B** dans cette étude. La surface **SB-B** est décrite comme irrégulière, non-conforme et merge avec **SB-C** sur la pente supérieure. Dans la partie sud, la séquence **C** est caractérisée par un empilement de lentilles concaves interprétées comme des débrites par Principaud et al. (2017). Le puits 1007 indique des faciès boueux à des débrites dominées par des grains riches en débris de coraux et algues rouges (Eberli et al., 1997a) (**Figure 4.11 & 4.12**). Au cours du temps, les faciès de calcidebrites migrent vers la pente montrant une géométrie en *backstep*. L'angle de pente évolue aussi vers des valeurs plus fortes (**Figure 4.11**).

Le Calabrien et le Pléistocène supérieur (1,7-0 Ma) : Dans cet intervalle, les données incertaines (sismique et puits) ne permettent pas de différencier les séquences **B** et **A**. La séquence **B** est délimitée à sa base par la surface **Ple-1** (Principaud et al., 2017) qui est la surface **SB-B**. Le top de cette séquence est le fond marin actuel. Durant cette séquence, la pente se caractérise par une large progradation et une augmentation significative de sa pente (**Figure 4.11**). Le profil de pente est caractérisé par des prismes subparallèles, semi-continus, à clinoformes sigmoïdales d'amplitude moyenne à forte, en *downlap* sur la surface **SB-B**. Les puits (1003-1004-1005) sur le *wedge* montrent une transition faciologique vers le bas de **1.** des *mudstones* péloïdaux légèrement à modérément dolomitisées passent à des *wakestones* riches en aiguilles d'aragonite le long de la pente supérieure, **2.** une alternance de cette dernière avec des intervalles de *wakestones* gris à des *packstones*, des *grainstones* et des *floatstones* le long de la pente moyenne, **3.** des *bio-wackstones* péloïdaux, des *packstones* à des *floatstones* avec une matrice d'aragonite et quelques intervalles de lithoclastes le long de la pente inférieure (**Figure 4.12**).

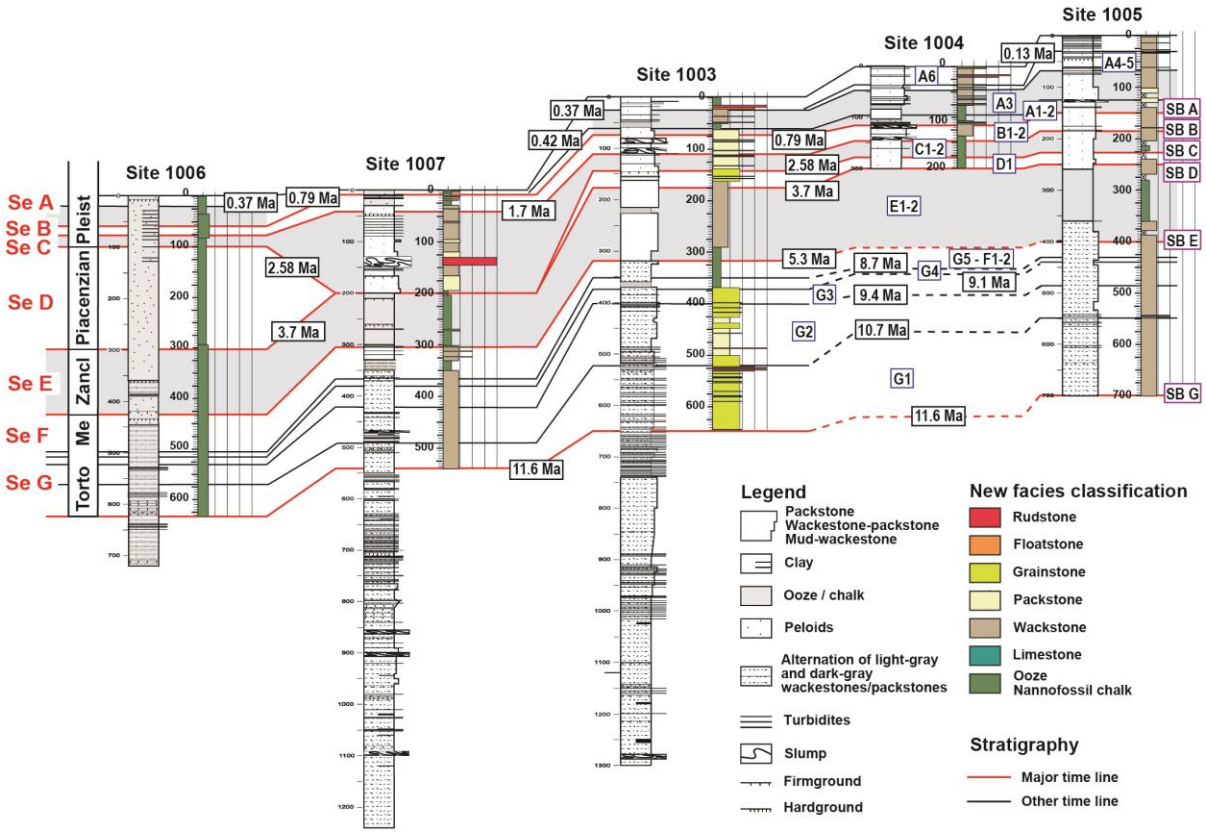


Figure 4.12. Corrélation des séquences types de la marge sous le vent depuis le Miocène *via* les puits 1006-1007-1003-1004-1005 d'après (Betzler et al., 1999) et marqueur suivant (Eberli et al., 1997a; Busson, 2018; Busson et al., 2019) et harmonisation des faciès. SB, Sequence boundary; Se, Séquence majeure.

4.3.3 - Stratigraphie et faciès de la marge au vent

L'étude antérieure portant sur les puits ODP de Leg 101 (631-632-633) de Austin et al. (1986, 1988) a défini des marqueurs communs aux trois puits par l'analyse des foraminifères planctoniques, des nannofossiles, des variations de la teneur en aragonite et des isotopes d'oxygène. L'interprétation chrono-stratigraphique des carottes des puits présente d'importantes incertitudes stratigraphiques. Aucune table d'incertitude du décalage moyen maximum n'existe contrairement aux puits sur la marge sous le vent et sur la plateforme.

Dans le cadre de cette thèse nous avons repris la stratigraphie commune à la marge sous le vent et à la plateforme. Les sept *sequence boundaries* (SB) sont présentes sur la marge au vent et certaines séquences intermédiaires.

1. Miocène supérieur de la marge au vent - Séquence G et F (11,6-5,3 Ma) :

Le Tortonien (11,6-7,2 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-G** datée à 11,6 Ma (**Tableau 4.1**). Cette surface n'est présente que dans le puits 632 du Leg ODP 101 à la profondeur de 283 mbsf. **SB-G** présente une morphologie érosive dans le bassin en marquant un grand changement de réflexion, amplitude, continuité et fréquence des faciès sismique entre les unités sous-jacentes et sus-jacentes. Cette surface régionale correspond à la mise en place du système sédimentaire gravitaire néogène des Bahamas (**Figure 4.13**).

Dans le bassin d'Exuma Sound, nous avons pu distinguer des unités au sein de **Se-G** (Tortonien). Les unités **G1-2-3** d'âge inférieur à 9,1 Ma se merge au niveau du puits 632 à la surface basale **SB-G**. Mais aussi les unités **G4-5** d'âge compris entre 9,1 et 7,2 Ma. Les faciès de **G1-2-3** ne sont pas traversés par les puits, mais correspondent à des faciès de type gravitaire et d'hémipélagites d'après les faciès sismiques. Cette séquence présente des réflecteurs en *downlap* vers les zones distales

sur **Se-G**. La séquence comprenant **G4-5** est traversée par le puits 632 et correspond presque entièrement à l'unité sédimentologique III d'après Austin et al. (1986). Cette unité est constituée des faciès gravitaires et d'hémipélagites (**Figure 4.14**). Les faciès y sont bien lithifiés, contrairement aux unités sus-jacentes en relation avec une diminution des foraminifères et nannofossiles (Austin et al., 1986). Plus précisément, les faciès présents au puits 632 correspondent à une alternance de calcaires de périplateforme *ooze* lithifiées avec des faciès de *grainstone* et *packstone* également lithifiés (Austin et al., 1986) (**Figure 4.14**). Les turbidites correspondant à des *grainstone* et *packstone* consistent en des fragments squelettiques (Austin et al., 1986). Ces faciès montrent généralement des granoclassements normaux ainsi que des laminations horizontales et obliques avec des surfaces d'érosion bien développées (Austin et al., 1986) correspondant à des intervalles turbiditiques mesurant entre 5 cm et 1 m d'épaisseur dans les séquences **G4-5**.

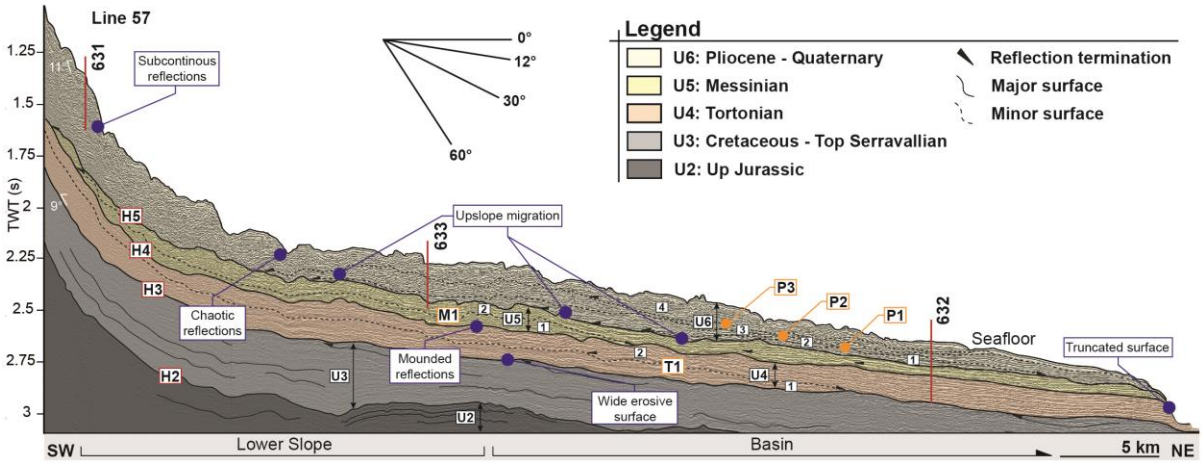


Figure 4.13. Ligne sismique clef de la marge windward (Exuma Sound) avec son interprétation depuis le Jurassique. Une étude haute résolution a été réalisé sur les séquences depuis la base du Tortonien.

Le Messinien (7,2-5,3 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-F** est daté à 7.2 Ma et est en lien avec la surface SBB.G de (Eberli et al., 1997b) (**Tableau 4.1**). Cette surface, traversée par un seul puits (632, 145 m), présente un caractère érosif à l'échelle régionale (**Figure 4.14**).

Dans la zone d'Exuma Sound, la sismique révèle deux séquences **U5.1** et **U5.2** en onlap sur la surface **H4** (**Figure 4.13**). Ces deux séquences se distinguent par la disparition des monts carbonatés d'eau froide au sommet de **U5.1**. La séquence **U5.1** n'est présente dans aucun puits car elle disparait sur la surface **SB-F** en amont du puits 632. La séquence **U5.2** est présente dans les puits 632 et 633 mais sa limite inférieure n'est pas calibrée au puits 633. Cette séquence est constituée de faciès très fin avec très peu d'événement gravitaire. Ceci est assez paradoxal, car durant cet intervalle de temps, la plateforme produit des faciès de plateforme grossiers qui ne sont pas exportés sur la marge au vent (**Figure 4.10**).

2. Pliocène de la marge au vent - Séquences E et D (5,3-2,6 Ma) :

Le Zancléen (5,3-3,6 Ma) : La base du Zancléen est matérialisée par la surface **SB-E**, d'âge 5,3 Ma (**Tableau 4.1**) qui correspond à la surface **SSB-F** d'après (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson, 2018) pénétrée par les puits 631-632-633 (**Figure 4.14**). Le puits 632 indique 36 m d'une alternance de *ooze* et *floatstone* massif. La sequence **Se-E** ou **U6.1** est en *downlap* sur la surface **H5** vers le bassin et en *onlap* sur cette même surface vers l'escarpment (**Figure 4.13**).

Le Plaisancien (3.6-2.58 Ma) : La base du Plaisancien correspond à la surface **SB-D** d'âge 3.6 Ma, elle correspond à la surface **SSB-E** d'après (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson, 2018) présente au puits 631-632-633(**Figure 4.14**). Les puits montrent un intervalle

très réduit qui est caractérisé par 13 m de faciès de type *ooze* au puits 631, un hiatus sédimentaire au puits 633, et un intervalle de 7 m d'*ooze* et de rare *packstone* au puits 632.

3. Pléistocène de la marge au vent - Séquences C, B et A (2,58-0 Ma) :

Le Pléistocène inférieur (2.58-0.91 Ma) est délimité à sa base par la surface **SB-C** ou **P.2** qui est érosive, avec la présence de petites incisions (**Figure 4.13**). La surface **P.2** est en *onlap* sur la surface **H5** (Top Miocène). La surface sommitale de cet intervalle est **P.3**, elle aussi est en *onlap* sur la surface **H5**. La succession d'*onlap* sur la surface rérrograndent vers la marge. Les faciès constituant cet intervalle sont spatialement et verticalement hétérogènes. Le puits 632 montre une succession d'environ 20 m allant de faciès boueux (*ooze)* en base, passant à des dépôts de débrites à partir de 1,7 Ma puis évoluant vers une alternance de turbidites et d'*ooze* dans la partie sommitale. La pente au puits 631 et la base de la pente au puits 633 sont constitués de faciès boueux *(ooze)* (**Figure 4.14**).

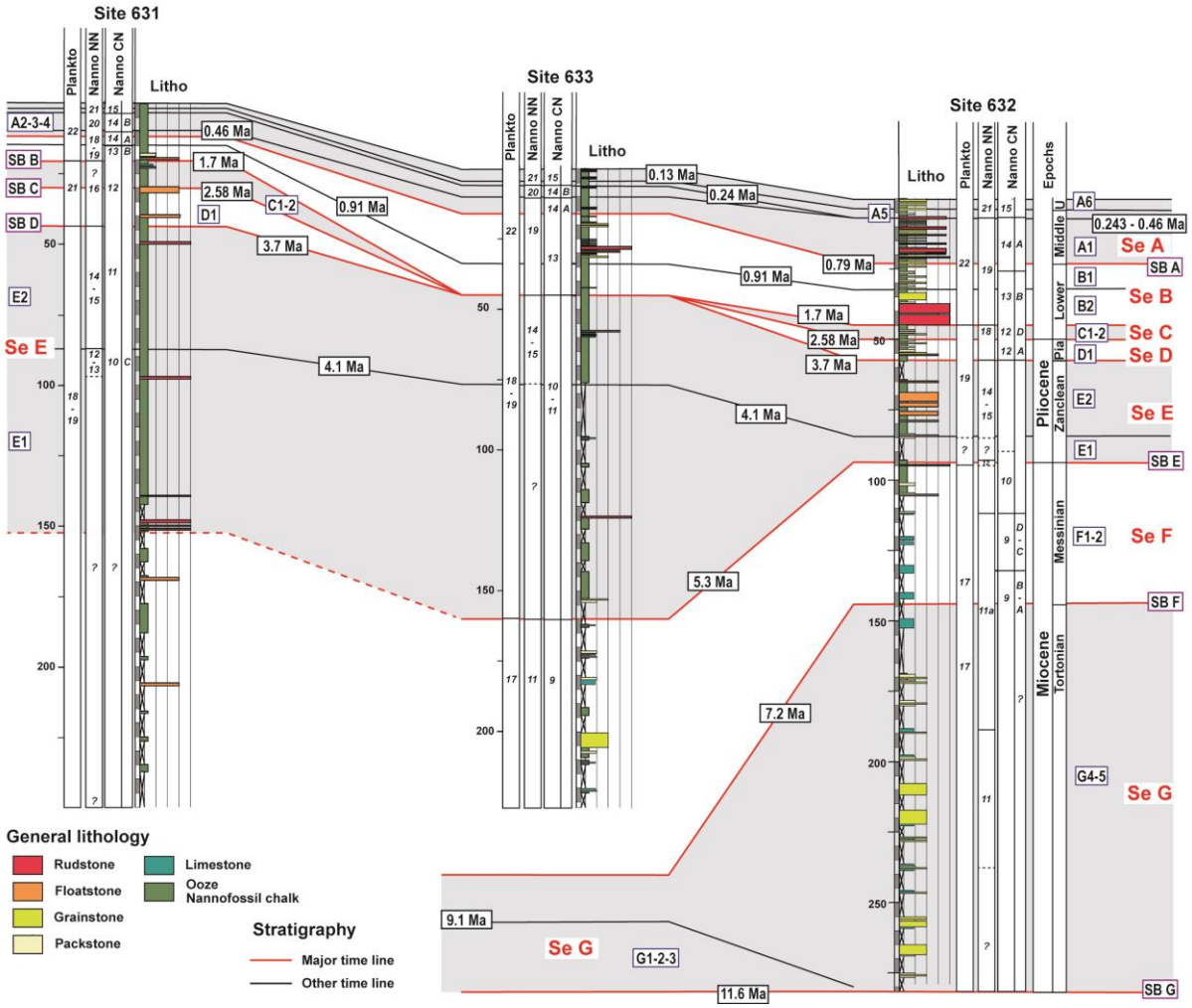


Figure 4.14. Corrélation des séquences types de la marge au le vent depuis le Miocène *via* les puits (631-633-632) et marqueurs suivant (Austin et al., 1986, 1988; Reijmer et al., 1992, 2012) et harmonisation des faciès. SB, Sequence boundary; Se, Séquence majeure; A5, Sous séquence.

Le Pléistocène supérieur (0,91-0 Ma) est délimité par la surface **P.3** en base qui est érosive et en *onlap* sur la surface **H5** (Top Miocène) (**Figure 4.13**). Sa surface sommitale est l'actuel fond marin. A la différence des séquence sous-jacentes, **U6.4** n'est plus détachée de la pente supérieure. La pente et la base de pente sont constituées de faciès boueux aux puits 631 et 633. La partie distale au puits 632 est caractérisée par une forte activité gravitaire. Cette activité gravitaire a été étudiée par Reijmer et al. (2012) décrivant une forte ségrégation entre les faciès de turbidite, de débrite en *highstand* et *lowstand* (**Figure 4.14**).

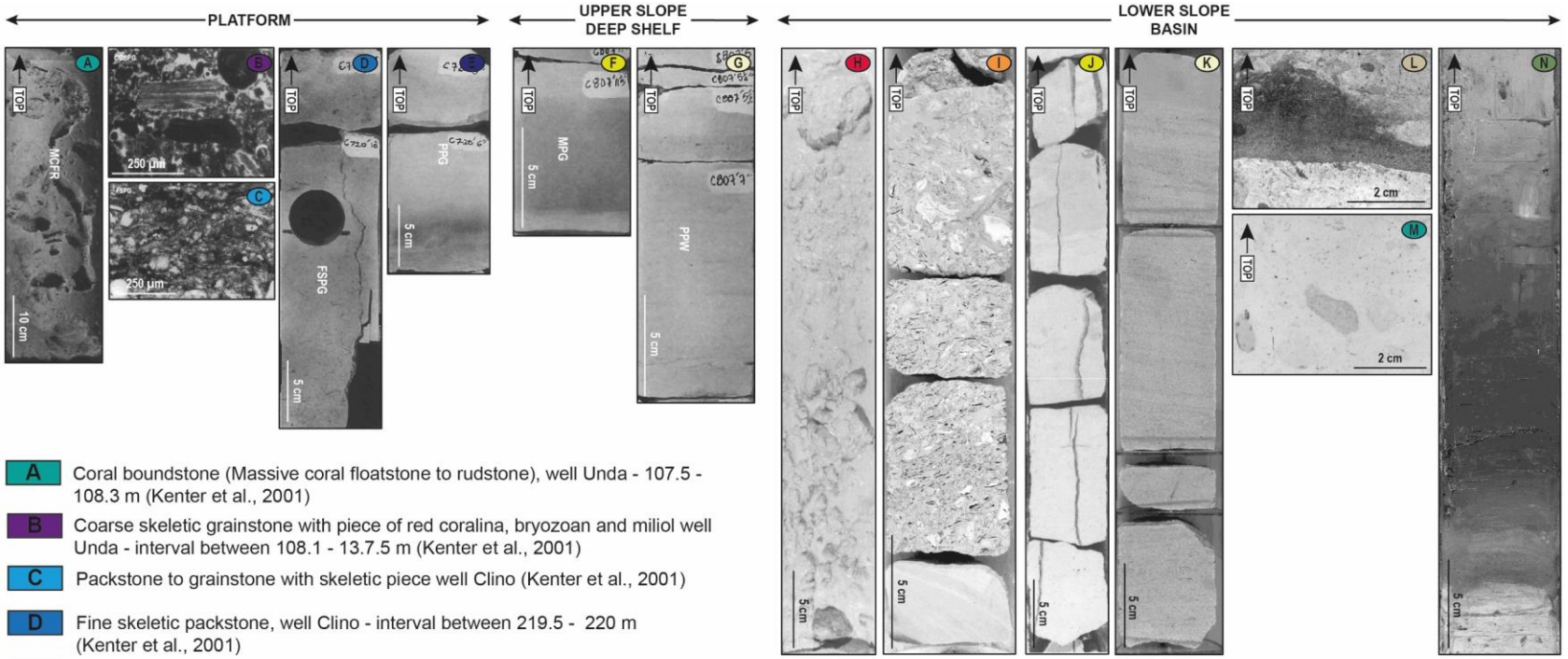
4.4 - Classification et modèle de faciès du Great Bahama Bank

Un modèle de synthèse des faciès est composé de quatorze faciès interprétés dans les huit puits du bassin, sous le vent (1007-1006-1005-1004-1003) et au vent (631-632-633), et les deux puits sur la plateforme BDP (Clino et Unda), a été élaboré en utilisant les descriptions publiées (Austin et al., 1986, 1988; Eberli et al., 1997a; Kenter et al., 2001; Manfrino & Ginsburg, 2001; Rendle & Reijmer et al., 2002) (**Figure 4.15**). Il s'agit de réaliser une classification uniforme des faciès sur l'ensemble des Bahamas, de faire un modèle sédimentologique qui permet de restituer l'évolution des dépôts sur un transect entre les deux marges au vent et sous-le vent, et de voir l'évolution temporelle des processus sédimentaires en fonction des changements environnementaux et de la paléogéographie.

1. La classe de faciès *Platform* : correspondant à des faciès mis en place à faible bathymétrie (< 40/80 m) est constituée d'éléments coralliens, squelettiques et parfois péloïdaux. La discrétisation de ces faciès dans le temps nous indique des tendances de production carbonatée préservées sur la plateforme, ainsi qu'une indication de la position de la plateforme par rapport au niveau marin à un temps T. Cette classe de faciès correspond aux faciès A à E et sont présents dans les puits Unda et Clino (**Figure 4.15**).

2. La classe de faciès *Upper Slope :* correspond à des faciès de type *packstone* à *grainstone* péloïdaux parfois cimentés. D'un point de vue géographique et architectural, ces faciès sont présents sur la pente sous le vent du GBB au sein d'un système ayant une faible pente (< 4°) pouvant accumuler ce type de sédiment de faible granulométrie. Cette classe de faciès est constituée des faciès F et G présents au puits Clino (**Figure 4.15**).

3. La classe de faciès *Lower Slope / Basin :* correspond principalement à des événements gravitaires de plus ou moins grande importance. Au sein de cette classe, sept faciès sont répertoriés allant des débrites aux faciès argileux. Ces faciès sont présents sur les deux marges au vent et sous le vent du GBB dans les puits du Leg 101 et 166 ODP (**Figure 4.15**). Les faciès bassin de la marge au vent présentent généralement des granulométries plus importantes que pour la marge sous le vent du GBB. Ceci indique qu'au premier ordre, une discrétisation des faciès exportés depuis le GBB est possible suivant la position géographique de la marge par rapport au vent dominant.



A Coral boundstone (Massive coral floatstone to rudstone), well Unda - 107.5 - 108.3 m (Kenter et al., 2001)

B Coarse skeletic grainstone with piece of red coralina, bryozoan and miliol well Unda - interval between 108.1 - 13.7.5 m (Kenter et al., 2001)

C Packstone to grainstone with skeletic piece well Clino (Kenter et al., 2001)

D Fine skeletic packstone, well Clino - interval between 219.5 - 220 m (Kenter et al., 2001)

E Peloidal packstone to grainstone, well Clino - interval between 219.5 - 220 m (Kenter et al., 2001)

F Cimented peloidal packstone to grainstone, well Clino - interval between 246.1 - 246.4 m (Kenter et al., 2001)

G Laminated peloidal packstone to grainstone, well Clino - interval between 246.1 - 246.4 m (Kenter et al., 2001)

H Debris flow rudstone non-lithified with chalk clasts well 632 marge windward margin interval 8H-3 (Austin et al., 1986)

I Bioclastic floatstone with coral, red coralina, benthic foraminifera, bivalves and lithoclasts well 1004 marge leeward margin interval 16X-1 3 (Eberli et al., 1997a)

J Grainstone (turbidite) well 632 windward margin 7R-1 (Austin et al., 1986)

K Laminated packstone well 1003 leeward margin interval 9R-3 (Eberli et al., 1997a)

L Bioturbed wackestone well 1003 leeward margin interval 72R-1 (Eberli et al., 1997a)

M Bioturbed limestone fill with coarse sediments well 632 windward margin interval 14X (Austin et al., 1986)

N Muddy facies - ooze nannofossils, well 1006 leeward margin interval 3H-4 (Eberli et al., 1997a)

Figure 4.15. Planche montrant les différents faciès présents sur la plateforme, les pentes et basins sous le vent et au vent des Bahamas

4.5 - Les pentes actuelles des Bahamas

Les pentes carbonatées des Bahamas sont les plus étudiées au monde car elles présentent une multitude de morphologies (**Figure 4.16**). Il est possible d'étudier les morphologies de ces pentes en 3D depuis les zones les plus proximales (bord de la plateforme) aux plus distales. Aujourd'hui les travaux sur ces pentes carbonatées sont des analogues pour l'exploration pétrolière afin de bien contraindre les possibles réservoirs carbonatés de pente. Ce chapitre comprend une synthèse de l'ensemble des pentes carbonatées des Bahamas et une étude spécifique du système de pente sous le vent du GBB dans le détroit de Floride et au vent du GBB au sein du système d'Exuma Sound est présentée.

4.5.1 - Les pentes carbonatées des Bahamas

Mullins & Neumann (1979) et Hine et al. (1981) ont défini deux types de marges en fonction de leur situation par rapport au vent dominant. Les marges au vent qui correspondent aux marges ouvertes sur l'océan. Ces marges qui sont plus exposées aux vents présentent des barrières récifales plus ou moins continues, qui sont orientées parallèlement à la côte. Les marges sous le vent correspondent quant à elles aux marges protégées des vents et de la houle comme la partie occidentale du GBB. Ce type de marge constitue généralement de vastes systèmes lagunaires, boueux et peu profonds clairsemés de patchs récifaux. A l'actuel les Bahamas présentent un grand nombre de morphologie de pentes ; il est possible de trouver des pentes simples (une seule rupture) à faible angle (Great Bahama Bank ou Little Bahama Bank) bien que l'une soit au vent et l'autre sous le vent, des pentes simples à fort angle (Tongue of the Ocean et Exuma Sound) (>10°) et des pentes double à fort angle (Great Abaco Canyon et de la plaine abyssale de San Salvador) (>14°) (**Figure 4.16**). Les morphologies de ces pentes sont le résultat combiné de la composante au vent / sous le vent mais aussi de l'héritage structural, et de la production carbonatée. Des plus, ces morphologies ont un large impact sur l'export sédimentaire, la resédimentation pouvant créer une ségrégation faciologique importante.

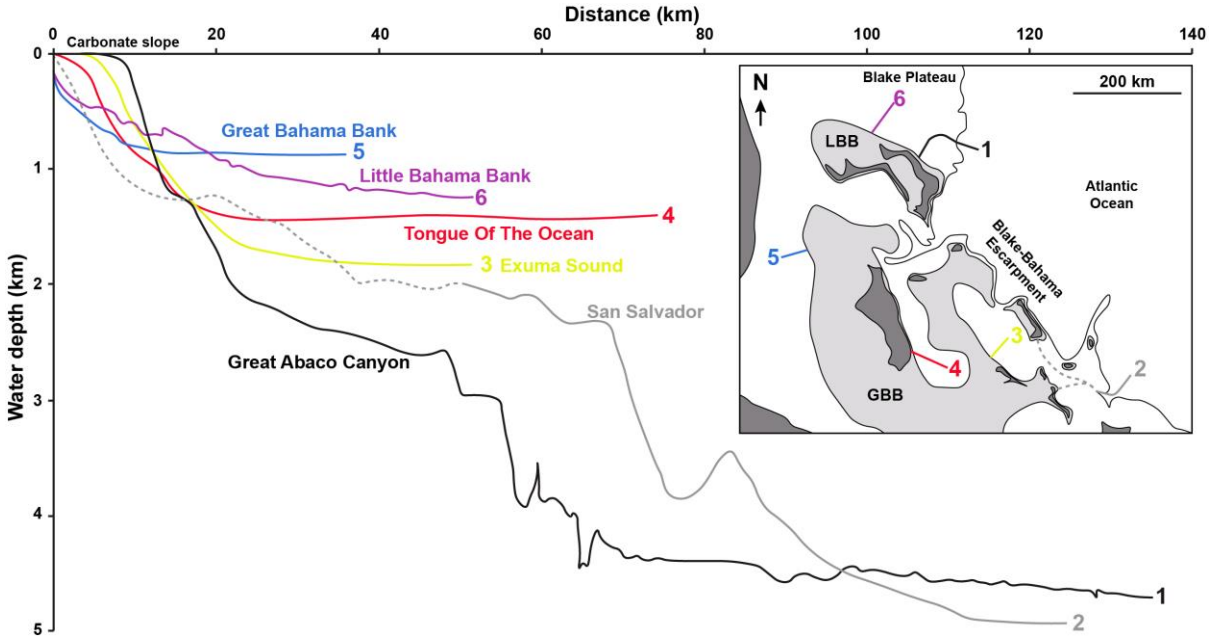


Figure 4.16. Profils des pentes des Bahamas d'après Schlager & Ginsburg (1981) et Reijmer et al. (2015).

4.5.2 - Pente de la marge sous le vent (Strait of Florida)

La géométrie de la pente sous le vent du GBB est très caractéristique. Elle est contrôlée par l'action de dépôt et d'érosion des sédiments en lien avec les courants perpendiculaires venant de plateforme *(off-bank currents)* et aux courants de fonds longitudinaux. La partie supérieure de la marge témoigne des oscillations glacio-eustatiques du Quaternaire ce qui est enregistré dans la pile

sédimentaire. Il est possible d'observer des cicatrices d'effondrement gravitaire à plusieurs échelles dans les dépôts de pente (Schnyder et al., 2016; Principaud et al., 2018; Wunsch et al., 2018). Principaud et al. (2015) a décrit un ensemble de quatre glissements importants correspondant à plusieurs MTC *(Mass Transport Complex)*. La géométrie actuelle de la marge sous le vent a été décrite par Wilber et al. (1990) (**Figure 4.17**) :

1. la marge supérieure de la plateforme présente une configuration en pente douce avec une profondeur inférieur à 10 m au puits Clino et augmente progressivement jusqu'à 60 m de profondeur à environ 4 km au large de Clino formant ainsi une pente de 3° à 10° (Wilber et al., 1990; Ginsburg, 2001). Des sables fins à moyens constitués de péloïdes, oolithes et agrégats d'âge holocène s'accumulent sur cette marge supérieure de plateforme sur 10 à 30 m d'épaisseur. Cette lithologie est caractéristique d'une production carbonatée avec un fort hydrodynamisme sur la plateforme (Wilber et al., 1990).

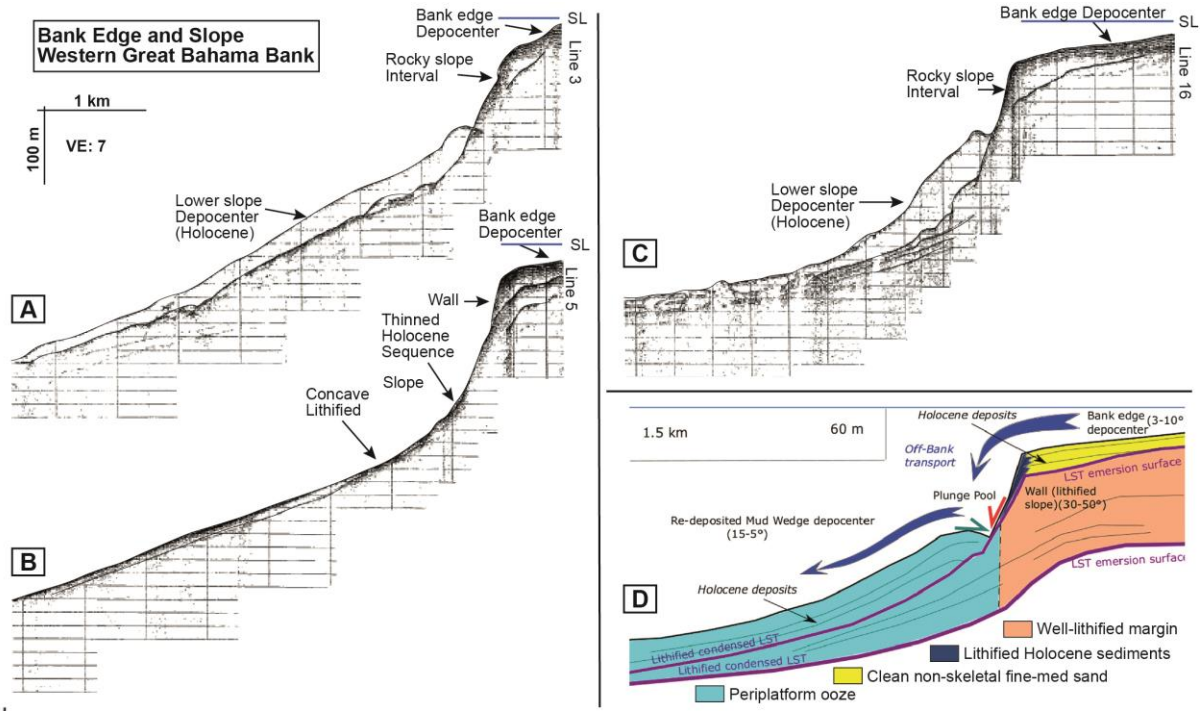


Figure 4.17. A-B-C Profils sismiques de la marge occidentale du GBB d'après (Wilber et al., 1990), montrant le prisme boueux holocène, l'escarpement marginal et les dépôts de sables marginaux, D. Profil schématique de la marge, des corps sédimentaires et des processus de dépôt de la pente supérieure et à la marge de la plateforme durant l'Holocène (Busson, 2018).

2. un escarpement lithifié qui marque une augmentation très importante de pente de plus de 30° jusqu'à des profondeurs de 140 à 180 m (Wilber et al., 1990) (**Figure 4.17 & 4.18**).

3. le pied de l'escarpement caractérisé par une dépression érosive *plunge pool* qui est associé à des dépressions connexes (Wilber et al., 1990), résultat du ressaut hydraulique affectant les courants de densité (Wilber et al., 1990; Wilson & Roberts, 1992; Wunsch et al., 2016). Le profil de la marge sous le vent n'est pas homogène, ce qui se traduit par l'existence de dépôt sableux sur la marge supérieure et qui implique une accumulation de sables cimentés d'après les valeurs d'angle très importantes (Kenter, 1990; Wilber et al., 1990; Busson et al., 2018) (**Figure 4.17**).

La présence de cet escarpement est la conséquence de mécanismes distincts : une érosion côtière en période d'émersion (Grammer & Ginsburg, 1993), une activité des courants de densité en période d'inondation, mais également l'activité constructive des prismes cimentés de bas niveau marin (Hine & Neumann, 1977; Grammer & Ginsburg, 1992; Betzler et al., 2016; Busson et al., 2018).

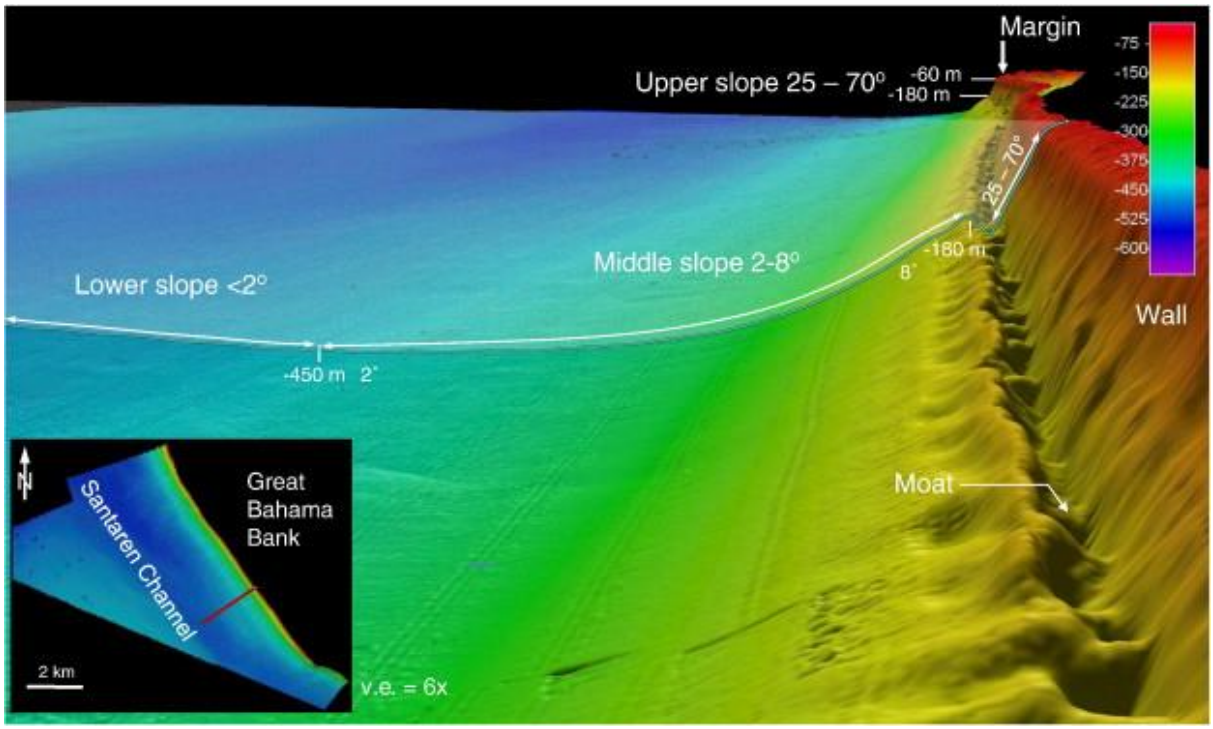


Figure 4.18. Vue 3D de la marge sous le vent des Bahamas. La pente supérieure 25°-70° est étendu depuis la cassure de la marge à un *onlap* de sédiment à environ 180 m (Jo et al., 2015).

4.5.3 - Pente de la marge au vent (Exuma Sound)

La pente au vent d'Exuma Sound représente le triple de dénivelé par rapport à la pente occidentale du GBB. Cette pente fonctionne en *bypass*, les taux de sédimentations sont faibles et de ses angles de pente très élevés (Busson, 2018). Dans la zone la plus proximale d'Exuma Sound, la zone de *bypass* cimentée est étendue jusqu'à environ 1200 m de profondeur (**Figure 4.19**). Cette première partie de pente montre des angles d'environ 12°. Cette zone est aussi très affectée par des incisions de 100 à 200 m de profondeur, perpendiculaires à la plateforme, qui sont le siège d'écoulements gravitaires.

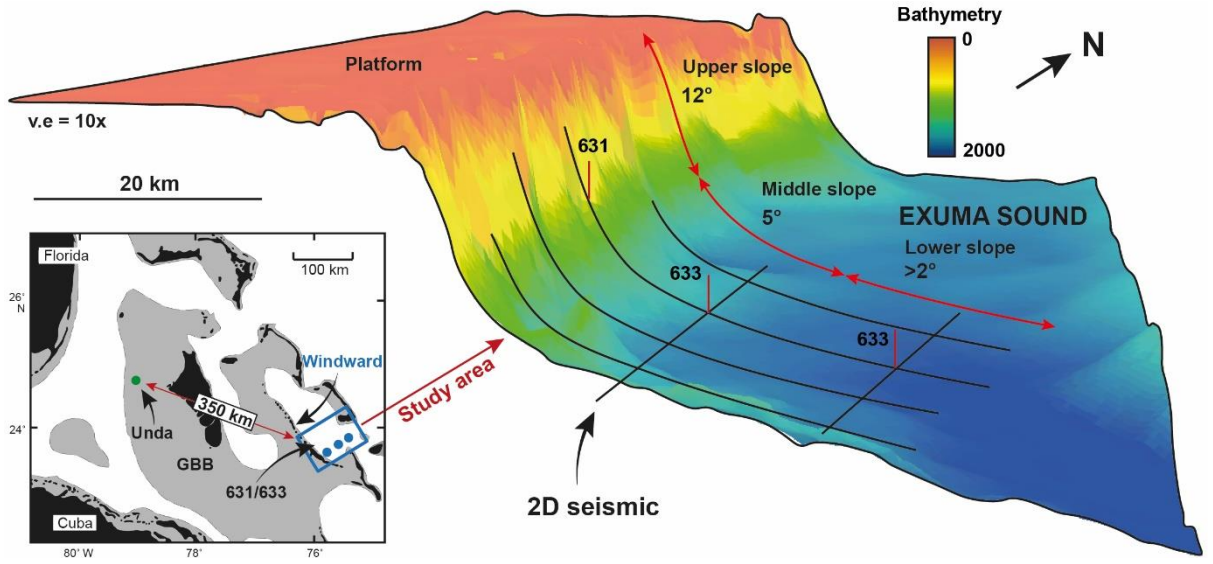


Figure 4.19. Vue 3D de la marge au vent des Bahamas Exuma Sound. Cette vue 3D représente le profil typique de la pente supérieure à inférieure. Les données bathymétriques proviennent de GEBCO.

Au-delà des 1200 m de profondeur, l'angle de pente est en net diminution pour retrouver un profil de dépôt boueux peu cimenté. Une nette accumulation n'est possible qu'à une bathymétrie entre 1500 et 2000 m (Schlager & Ginsburg, 1981; Austin et al., 1986). L'accumulation dans le domaine

d’Exuma Sound est mise en place sous la forme d’un grand tablier de bas de pente au profil concave vers le haut (Busson, 2018) ou *base of slope apron*. Ce tablier est caractérisé par une morphologie assez complexe sous l'effet des grands glissements gravitaires. Le tablier de pente est recoupé par la vallée d’Exuma à plus de 50 km de l'escarpement.

4.6 - Les principaux facteurs de contrôle environnementaux et régionaux influençant les Bahamas

Dans cette partie, nous proposons de discuter des facteurs de contrôle environnementaux et régionaux ayant un impact sur la production et l'architecture des Bahamas.

4.6.1 - Les températures et précipitations

Les Bahamas sont situés entre 20°N et 28°N de latitude sous un climat subtropical, caractérisée par des conditions tempérées à chaudes en hiver, et chaudes et humides en été. Les températures moyennes atmosphériques des Bahamas sont de l'ordre de 25°C (Bergman et al., 2010) avec des variations de 22 à 28°C (**Figure 4.20**).

La moyenne annuelle des précipitations est de 85,7 cm, avec des variations de 2.5 à 18 cm de février à juin (**Figure 4.20**). Les précipitations moyennes augmentent du sud au nord et la plupart des précipitations se produisent entre mai et octobre. Pendant l'hiver, les Bahamas peuvent être soumis à des brèves arrivées de masses d'air froid jusqu'à 23/an d'après Hardy & Henderson (2003).

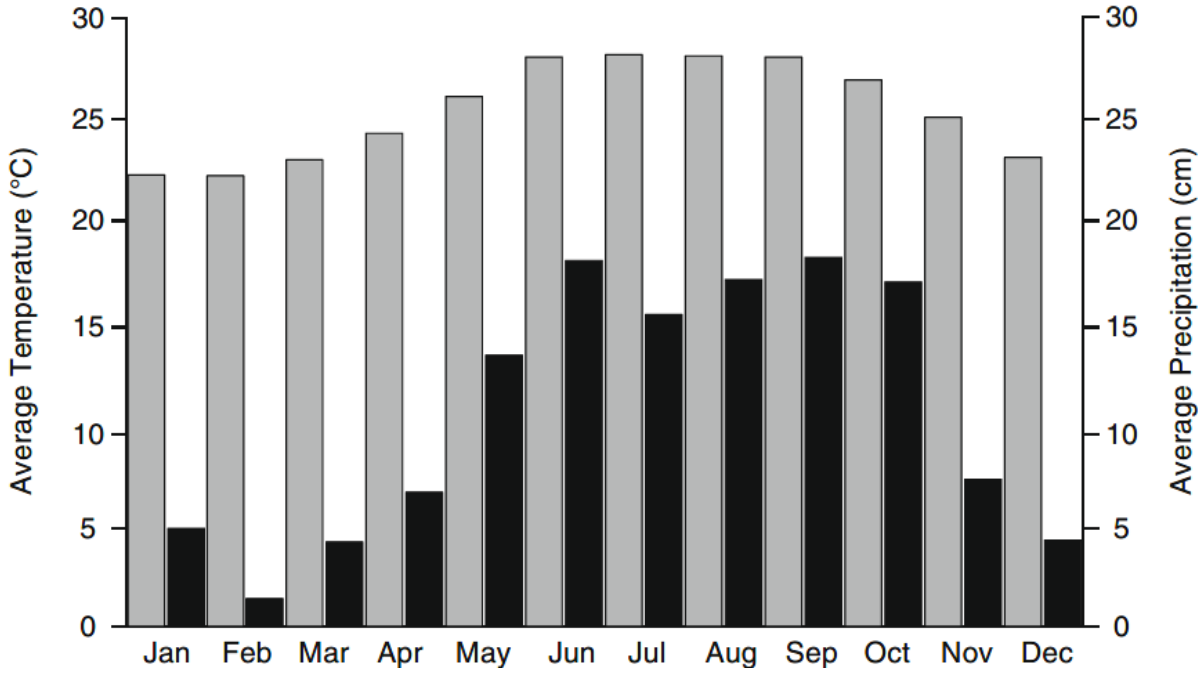


Figure 4.20. Température moyenne (colonne grise) et précipitation (colonne noir) pour Nassau, New Providence. Les données montrent sur le GBB une importante saisonnalité des précipitations (Bergman et al., 2010) (www.hpc.ncep.noaa.gov).

4.6.2 - Température et salinité des eaux de plateforme

D'un point de vue général, la température des eaux de surface sur les plateformes des Bahamas est chaude et stable en partie à cause du régime des courants dominants : le courant de Floride et des Antilles. Ce schéma d'écoulement régional est source d'échanges d'eau entre les bancs et le domaine océanique (Mullins et al., 1980). Les températures des eaux de surface à l'ouest de l'île d'Andros sont en moyenne de 28,5°C à la fin du printemps avec un maximum de 29,5°C et un minimum de 27°C (Cloud 1962, Bergman et al., 2010). Des températures maximales de 36°C ont été enregistrées près de Bimini (Shore & Beach, 1972). Le passage de fronts froids dans l'intérieur de la plateforme peut occasionnellement engendrer des grandes variations de température (Wilson & Roberts, 1992). Cette fluctuation de température affecte le système carbonaté de deux manières :

1. la plupart des organismes tropicaux que l'on trouve aux Bahamas sont sensibles aux changements de température. Les coraux meurent en quelques jours seulement s'ils sont exposés à une

eau plus froide que 14°C (Roberts et al., 1982). Des températures au-dessus de 31°C affectent négativement les coraux.

2. le second effet majeur de la fluctuation des températures des eaux de surface est la génération d'*hyperpycnal density flows (density cascading)*. L'évaporation en été et le refroidissement rapide de l'eau de surface de la plateforme lors du passage des tempêtes hivernales ont pour effet de densifier l'eau. L'eau plus dense s'écoule hors de la plateforme en étant chargée de sédiments (Wilson & Roberts, 1995). Ces écoulements induits par la densité sont donc potentiellement un mécanisme important de transport de sédiments à grain fin et d'érosion des pentes, induisant une possible saisonnalité des écoulements gravitaires. Au sein des Bahamas, les salinités de surface varient entre 37‰ et 42‰ tandis qu'au sein du Tongue of the Ocean les salinités varient entre 36‰ et 37‰, et entre 35,5‰ et 36,5‰ pour le détroit de Floride (Ginsburg et al., 1958) (**Figure 4.21**), ce qui est optimum pour la croissance des récifs coralliens généralement optimale entre 25‰ et 40‰ (Coles & Jokiel, 1978; Muthiga & Szmant, 1987).

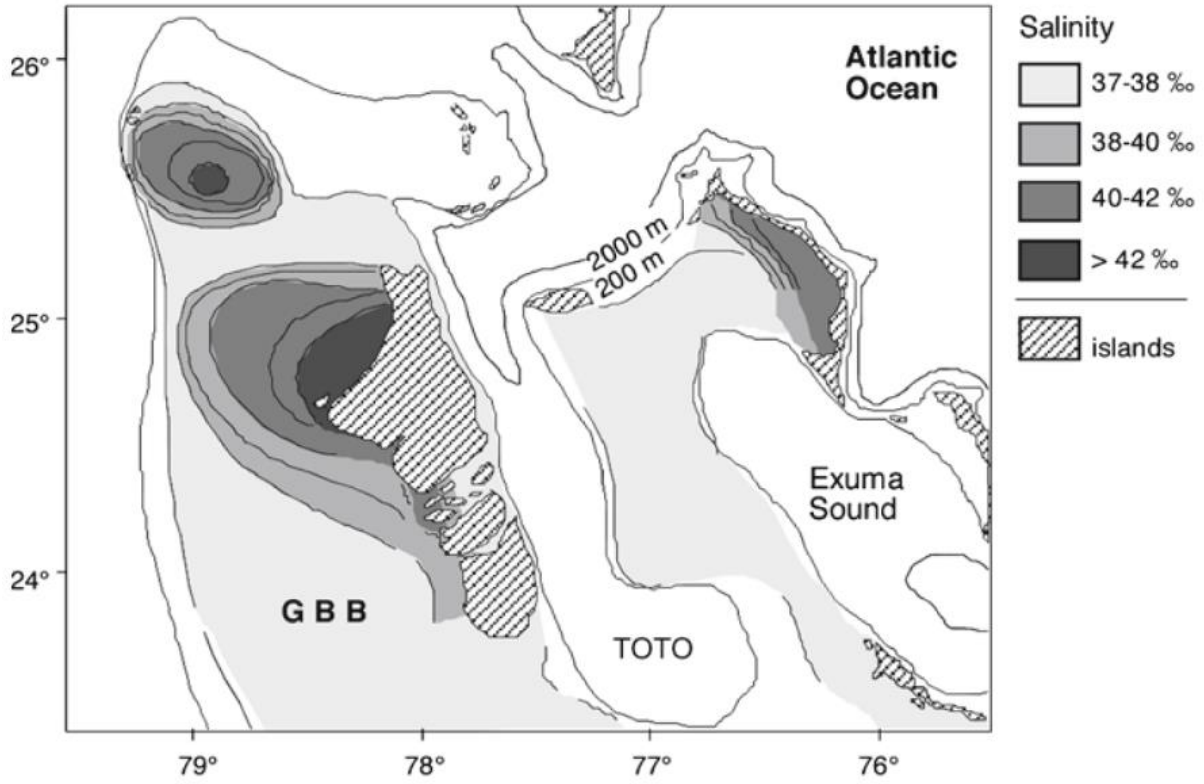


Figure 4.21. Salinité des eaux sur la plateforme du Great Bahama Bank lors de l'été 1955 et 1956. Les plus fortes salinités sont situées du côté sous le vent d'Andros où la circulation est moindre et le temps de résidence des eaux est le plus long (Bergman, 2010, modifié d'après Traverse & Ginsburg, 1966).

4.6.3 - Les courants de marées et vents

Les Bahamas sont sous l'influence des courants de marée qui sont responsables de la formation de corps sédimentaires carbonatés très divers sur la plateforme (**Figure 4.22**), comme des barres subtidales, des chenaux tidaux, des deltas tidaux ou *shoals* oolithiques (Rankey et al., 2004; Reeder & Rankey, 2008). En règle générale, l'influence des courants de marée ne s'observe que dans la partie peu profonde de la plateforme. Grasmuek et al. (2006, 2007), Correa (2012) et Correa et al. (2012ab) ont identifié des courants oscillatoires diurnes à plus de 600 m de profondeur d'eau dans le *Florida Straits*, qu'ils ont interprété comme d'origine tidale.

Les Bahamas qui sont situés au niveau de la ceinture des alizés, sont balayés par des vents d'est (alizés) à des vitesses de l'ordre de 5 $m.s^{-1}$ tout le long de l'année (Rankey & Reeder, 2011). En période

hivernale, des vents froids venant du Nord et du Nord-Ouest dominent (Sealey, 1994). Le vent, les marées, les vagues de tempêtes influencent grandement la circulation de l'eau sur la plateforme (Smith, 1940; Purdy, 1963; Traverse & Ginsburg, 1966; Winland & Matthews, 1974; Gonzalez & Eberli, 1997). Des mesures de débits dans le GBB ont montré des vitesses de courant faibles de l'ordre de 2 cm.s^{-1} dans une direction 2°N (Smith, 1995).

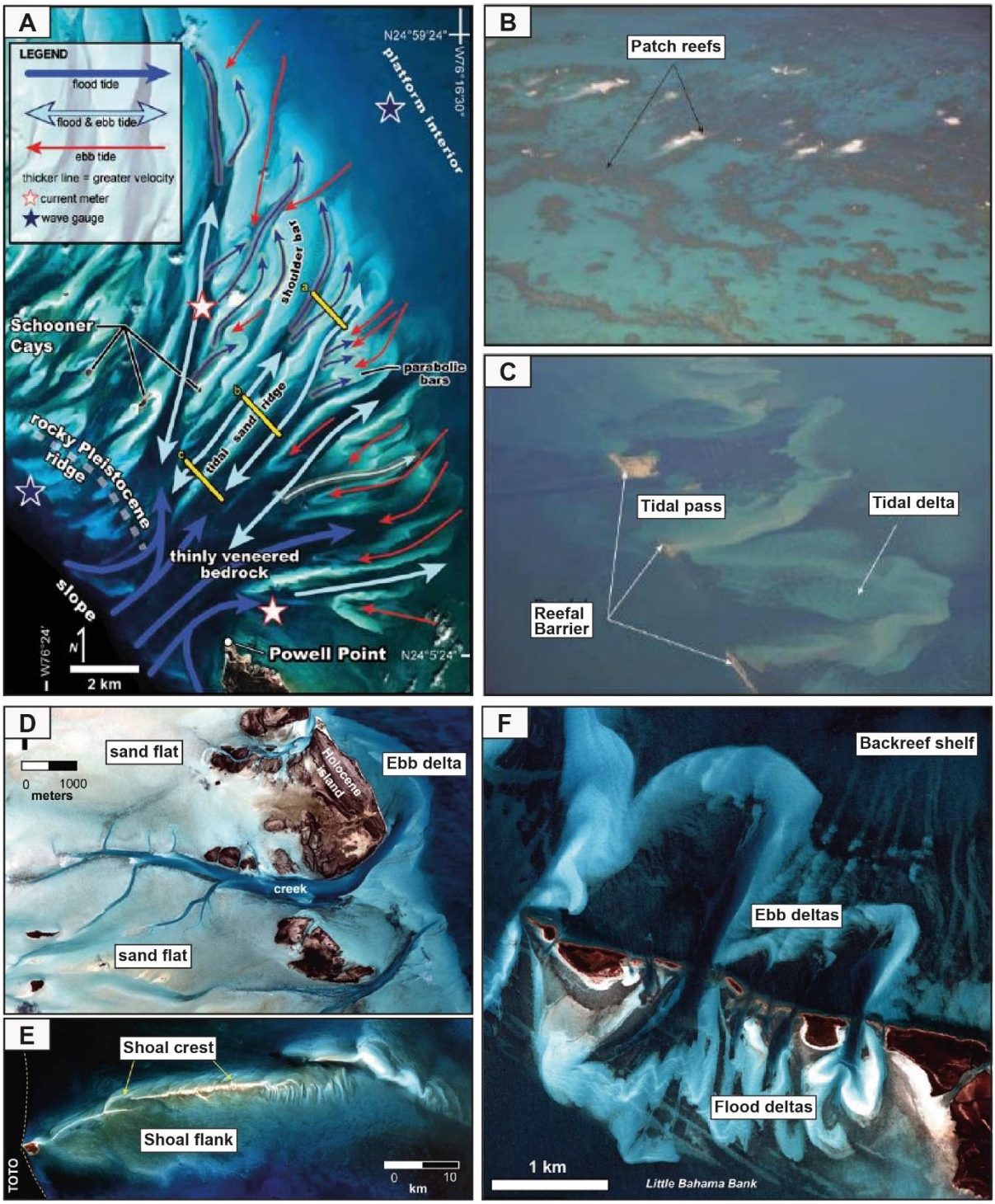


Figure 4.22. A. Structures interprétatives des flux de marée pour les Schooner Cays, dérivés de la morphologie des barres et des mesures des courants (modifié de Rankey & Reeder, 2011). Les étoiles indiquent les emplacements des courantomètres et des jauges de vagues de Rankey & Reeder (2011), B. Détails de barres calcarénitiques subtidales et de chenaux distributaires, C. Exemple de deltas et de passes tidales carbonatées au niveau d'une barrière récifale discontinue (côte NO du Great Bahama Bank) (Principaud, 2015), D. Photo de Joulter sand flat (GBB)montrant les chenaux tidaux s'étendnant sur la plateforme, les iles Holocène et le delta de

courant de jusant (modifié d'après Rankey & Reeder, 2012), E. Barre sableuse allongée montrant crête et flanc d'un shoal (GBB) (modifié d'après Rankey & Reeder, 2012), F. Photo aérienne montrant en détail les deltas de jusant et de flot (LBB) (modifié d'après Rankey & Reeder, 2012).

Ces courants sont la résultante de deux forces opposées : un courant induit par les vents et la densité orienté vers le nord, un courant induit par la marée orientée Est/Sud-Est (Smith, 1995). Les phases de la marée exercent une influence sur les géométries des corps sédimentaires plus communément appelés le jusant (*ebb*) (**Figure 4.22**) lorsque le courant s'écoule vers la mer et le flot (*flood*) quand le courant s'écoule vers les terres. Il est possible d'observer les variations de courants sur la géométrie des dunes ou encore sur les deltas tidaux.

Les deux zones principalement étudiées (pente occidentale du GBB et Exuma) présentent des configurations très différentes :

1. La marge occidentale du GBB est caractérisée par une géométrie de marge de plateforme ouverte qui est prolongée par plus de 100 km de banc inondé, avec une pente assez douce jusqu'à Andros vers l'est. Communément, cette morphologie joue le rôle de protection au vent. Les courants dans cette zone sont moyens à importants 0,6 - 0,8 $m.s^{-1}$ vers l'ouest dans l'extérieur de la plateforme d'après la carte réalisée par (Harries et al., 2015) (**Figure 4.23**).

2. La marge orientale du GBB correspond à une plateforme barrée par un chapelet de bancs sableux (*shoals*) et d'îles. Les conditions hydrodynamiques sur la marge du GBB sont calmes avec un courant moyen du large vers la plateforme inférieure à 0,1 $m.s^{-1}$ (**Figure 4.23**). Exuma Sound est protégé du domaine océanique par les bancs et plateformes d'Eleuthera, Cat, Conception et Rum Cay. Seule Cat Island présente une plateforme sous le vent ouverte sur Exuma Sound. Le domaine d'Exuma Sound est mis en communication avec des surfaces de production réduites et avec un régime hydrodynamique faible. Ce qui ne favorise pas de l'export de la plateforme vers le domaine externe.

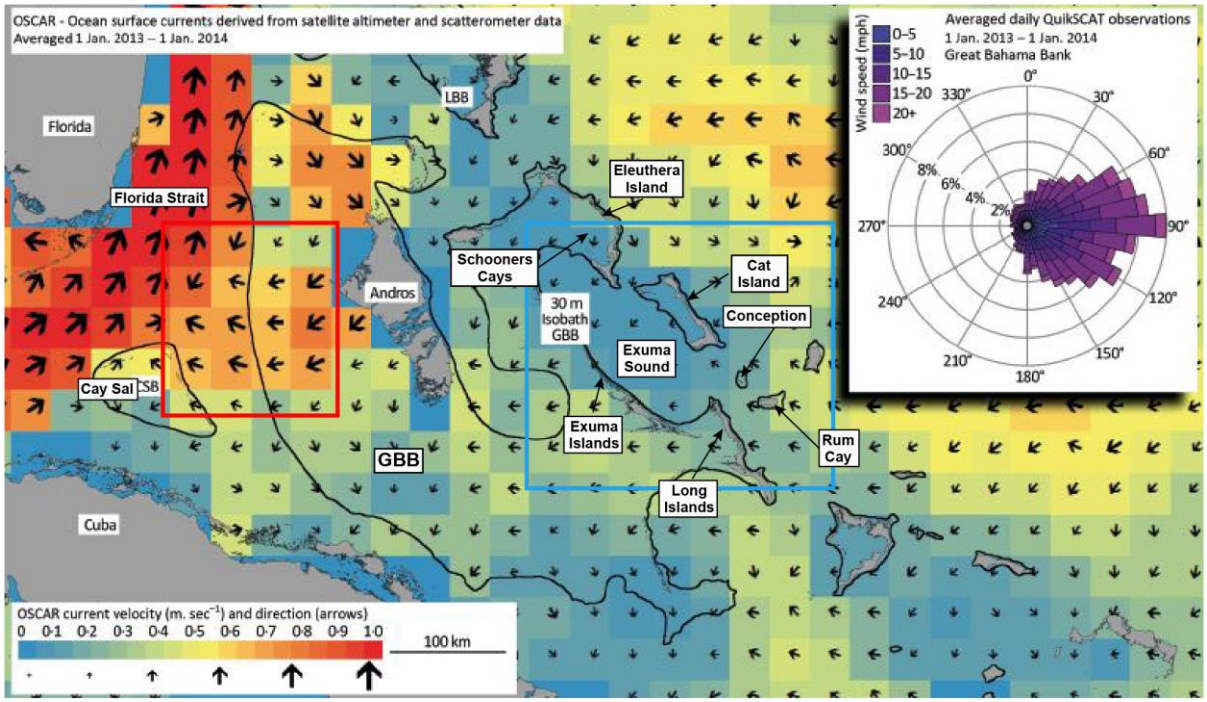


Figure 4.23. Carte des courants de surface et vent moyennées sur l'année 2013 pour le GBB et domaine océanique (Harris et al., 2015).

L'ensemble du GBB peut être divisé en zones d'énergie hydrodynamique annuelle moyenne sur la base du modèle MIKE lissé par Purkis et al. (2019) (**Figure 4.24.A**). Le GBB peut être subdivisé en deux régions : **(a)** faible énergie < 0,2 $m.s^{-1}$ de vitesse moyenne annuelle, **(b)** une énergie plus élevée

> 0,2 m.s^{-1} (**Figure 4.24.B**). Cette même figure montre aussi les régions d'accommodation variablement remplies à non remplies (**Figure 4.24.C-D-E**). Les parties de plateforme où l'énergie est la plus faible < 0,2 m.s^{-1} sont remplies de façon très variable d'un point de vue faciologique (**Figure 4.24.C**).

Les zones non remplies sont orientées vers la marge externe de la plateforme (**Figure 4.24.E**). A ce jour, il n'existe pas de carte isopaque des sédiments holocènes à l'échelle de la plateforme. Purkis et al. (2019) a fait l'hypothèse que la surface sous-jacente Pléistocène est horizontale est légèrement inclinée vers le sud et le sud-ouest et localement incisée par des chenaux et dépressions karstiques. Par conséquent, bien que les variations de la topographie pléistocène ne puissent certainement pas être écartées, ces arguments suggèrent que la force du courant exerce un contrôle partiel sur l'accumulation des sédiments. D'autres facteurs contribuent à contrôler l'accumulation de sédiments, notamment la distribution des producteurs de grains, l'interaction du débit et la direction, sans oublier le fait que les faciès à haute énergie, récifaux et les dépôts de sable, sont favorisés par des taux d'écoulement élevés (Schlager & Purkis, 2013; Harris et al., 2015).

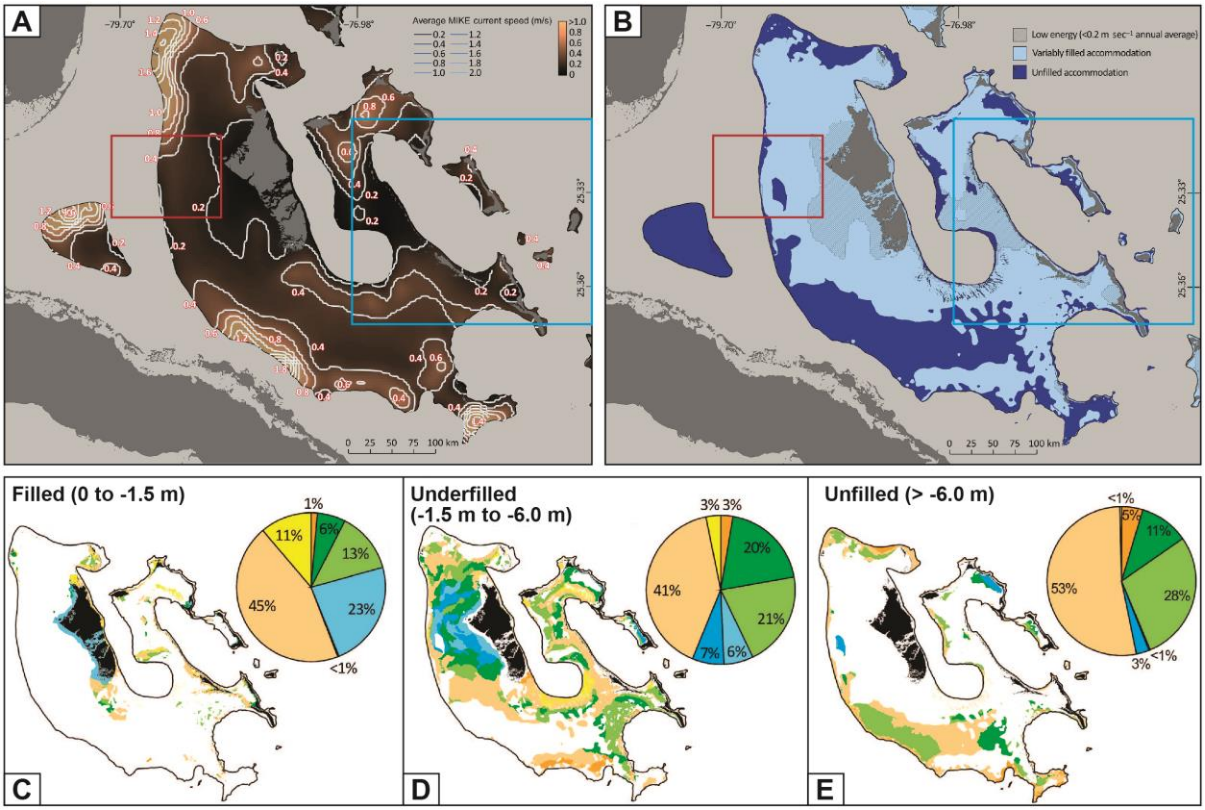


Figure 4.24. A. Carte interpolée couvrant la totalité du banc de Great Bahama et montrant la vitesse moyenne du courant à partir du modèle MIKE pour 2012. La vitesse en m/sec est indiquée par la couleur et par les contours de vitesse superposés. B. Carte du banc de Great Bahama montrant la relation entre la vitesse du courant modélisée et le degré de remplissage. Les vitesses de courant moyennes de la figure (A) sont généralisées en deux régions : une énergie faible (< 0,2 m/s en moyenne annuelle) indiquée par le motif strié gris et une énergie plus élevée ailleurs sur le sommet de la plate-forme (Purkis et al., 2019). C.D.E. Répartition des faciès en fonction du remplissage (rempli, sous-rempli, non rempli de l'accommodation) (Purkis & Harris, 2016).

4.6.4 - Les courants profonds

Les Bahamas sont bordés par d'importants courants océaniques **1.** le courant de Floride qui longe la partie occidentale des Bahamas au niveau de Florida Straits, **2.** le courant du Santaren au sein du Old Bahama Channel, **3.** le courant des Antilles qui borde la partie orientale des Bahamas le long de Bahama Escarpment en provenance du sud, **4.** le Western Boundary Under Current (WBUC) qui borde le Bahama Escarpment en provenance du nord. En outre, les zones internes des Bahamas sont affectées

par des courants inter-bancs comme le courant qui s'écoule au sein du Providence Channel et celui du Santaren Channel.

1. le courant de Floride s'écoule du Golfe du Mexique vers l'Océan Atlantique contribue à plus de 90 % au Gulf Stream (Johns et al., 1999). Le courant de Floride est un courant de surface avec des vitesses de l'ordre de 180 à 200 $cm.s^{-1}$. Il enregistre une diminution de vitesse au-delà de 700 m de profondeur jusqu'à 20 $cm.s^{-1}$ (Richardson et al., 1969; Wang & Mooers, 1997). Les vitesses de surface sont influencées par le confinement du détroit et montrent une augmentation en direction du Nord. Les vitesses sont maximales le long de la bordure ouest du *Florida Straits*, alors que sur la partie ouest du GBB elles sont de l'ordre de 20 à 60 $cm.s^{-1}$ (Richardson et al., 1969; Wang & Mooers, 1997).

2. le courant de Santaren est originaire du Old Bahama Channel et connecte les eaux subtropicales de l'océan Atlantique Nord au courant de Floride (Atkinson et al., 1995). Le courant de Santaren s'écoule le long de la partie est de Santaren Channel à des profondeurs de 200-300 m avec des vitesses maximales de 20 $cm.s^{-1}$ (Leaman et al.,1995).

3. le courant des Antilles est un courant océanique chaud en provenance d'Afrique. Il diverge en direction du Nord-Ouest le long du Bahama Escarpment et ce jusqu'au Nord du LBB où il rejoint le courant de Floride afin de former le Gulf Stream (Neumann & Pierson, 1966).

4. le Western Boundary Under Current est actif en dessous de 1000 m de profondeur. Il correspond à la partie profonde de la North Atlantic Deep Water (NADW). Le WBUC passe sous le Gulf Stream au niveau de Cape Hatteras et se prolonge au sud vers l'est des Bahamas (Richardson, 1977; Meinen et al., 2013). Au niveau de la Blake Outer Ridge, le WBUC atteint sa vitesse maximum à environ 3500 m de profondeur plus en amont et vers 4100 m plus en aval (Evans & Hall, 2008). Lorsqu'il passe à l'ouest de l'île d'Abaco, il présente des vitesses de courant de l'ordre de 15 $cm.s^{-1}$ une distance de 55 km des côtes avec un transport estimé de 34,6 Sv (Bryden et al., 2005).

4.6.5 - Les dépôts associés aux courants océaniques profonds

Les courants de Floride, de Santaren et des Antilles influencent la sédimentation de fond et sont le moteur de la mise en place de cinq *drifts* contouritiques dans le Florida Straits (Mullins et al., 1980; Hine et al., 1981; Bergman, 2005).

1. les *drifts* de Santaren et de Pourtales sont présents le long de la marge du GBB et de la Floride (**Figure 4.25**). Ils sont le résultat de la remobilisation de matériel carbonaté des bassins et des talus par les courants de Floride et de Santaren. D'un point de vue géométrique, ces *drifts* ont une forme allongée avec un moat *separated drifts* en s'étendant sur 200 à 400 km de long, 60 km de large et 600 à 1000 m d'épaisseur (Bergman, 2005).

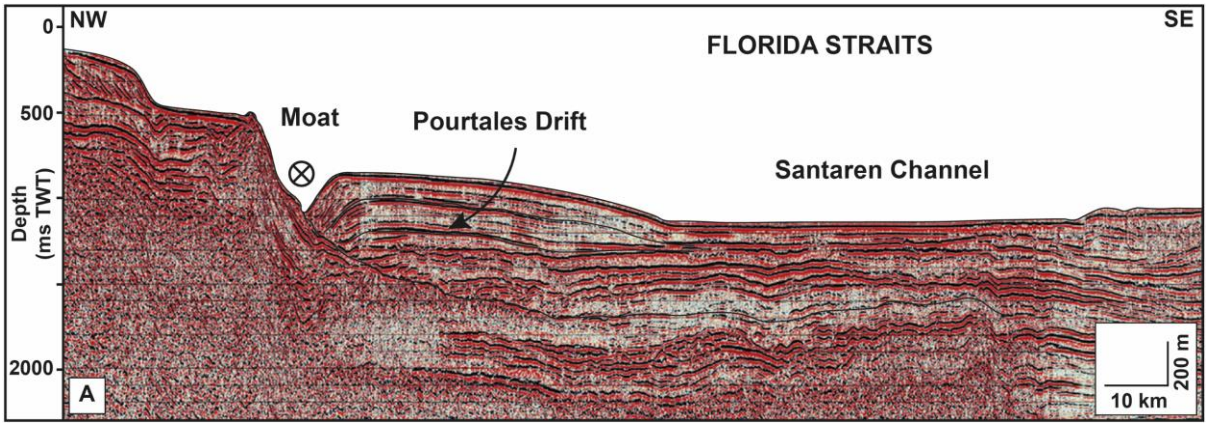


Figure 4.25. Profile sismiques transversales au Florida Straits montrant la géométrie des *drifts* de Pourtales qui évolue respectivement le long des pentes de la Floride et du Great Bahama Bank (Modifié d'après Bergman, 2005).

2. les *drifts* de Cay Sal Bank, Great Bahama et Little Bahama sont présents sur les bordures Nord-Est des plateformes Cay Sal, GBB et LBB. Leur morphologie externe est conique *detached drifts* et ils s'étendent vers le nord, nord-ouest jusqu'à 150 km de long, 20 à 60 km de large et 300 à 500 m d'épaisseur (Mullins et al., 1980; Bergman, 2005). Le matériel présent dans ces *drifts* est le produit de la remobilisation de l'export *off-bank* de la plateforme.

Betzler et al. (2019) ont réalisé une étude globale de l'action de courants de contour sur l'architecture des plateformes carbonatées (**Figure 4.26**). Cette étude montre que l'action physique des courants le long des pentes est un facteur majeur qui agit dans les successions de plateformes carbonatées plus jeunes que 13-10 Ma.

L'action des courants laisse des signatures caractéristiques dans l'architecture des pentes. Les courants façonnent les pentes carbonatées en enlevant des sédiments, en créant des substrats cimentés le long des pentes, en formant des fossés au pied des pentes, en formant aussi des *drifts* autour des plateformes, et par des effets liés à la remontée d'eau et à la turbulence induites par la topographie, comme le recul des marges ou l'accentuation de la pente (**Figure 4.26**).

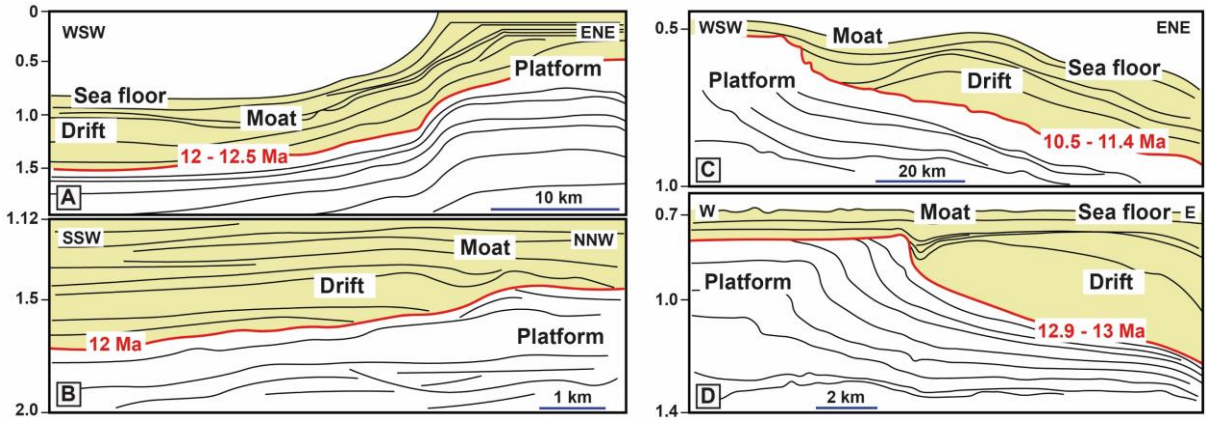


Figure 4.26. *Line drawings* de lignes sismiques types de plateforme carbonatées, montrant un une mise ne place abrupt de l'activité des courants le long des pentes (Betzler et al., 2019). Les lignes en rouge correspondent aux réflexions qui délimitent la base de l'activité des courants contrôlant les sédiments. A. Great Bahama Bank (Eberli et al., 1997), B. Sarawak sud de la chine (Vahrenkamp et al., 2004), C. Marion Plateau nord est Australie (Isernet et al., 2004), D. Maldives Océan Indien (Betzler et al., 2016b).

4.7 - Le système de plateforme carbonaté des Bahamas au Quaternaire

Dans cette partie, nous traitons du contexte de plateforme des Bahamas durant le Quaternaire, notamment la morphologie affectant la production carbonatée durant les transgressions et régressions.

4.7.1 - Le contexte bathymétrique

La plateforme actuelle du GBB peut-être délimitée par l'isobathe entre 5 et 10 m (**Figure 4.27**). Cette limite cartographique est nette sur les marges au vent qui sont orientées Est / Nord-Est, mais moins nette pour les marges sous le vent d'orientation Ouest / Sud-Ouest qui ont un profil plus régulier jusqu'à une rupture de pente nette entre 50 et 60 m de profondeur (Wilber et al., 1990).

Aujourd'hui, la grande majorité du GBB est à moins de 5 m de profondeur d'eau malgré la transgression Holocène qui est l'une des plus importante du Quaternaire. Pendant au moins 90% du Quaternaire, le GBB est émergé avec d'importantes îles y compris durant des périodes interglaciaires de haut-niveau marin (Busson, 2018). La plateforme inondée autour d'Exuma Sound était très réduite, donc sa production carbonatée très faible, mais la surface de l'île d'Andros pouvait être nettement plus étendue. En résumé, la quasi-totalité du GBB était très probablement émergée pendant au moins 90 % du Quaternaire. Une des conséquences a été la formation d'un escarpement qui est aujourd'hui visible jusqu'à 150 m de profondeur environ (Wilber et al., 1990; Grammer & Ginsburg, 1992; Eberli, 2000; Rankey & Doolittle, 2012; Chabaud et al., 2016; Mulder et al., 2017b; Busson, 2018). La production carbonatée n'a probablement été active que durant de très brèves périodes du Quaternaire correspondant au niveau maximum d'inondation (Harris et al., 2015; Chabaud, 2016).

4.7.2 - La production carbonatée

La production de la plateforme Bahamienne est boueuse et sableuse (Harris et al., 2015) comprenant des grains non squelettiques et squelettiques.

Les travaux de (Harris et al., 2015) montrent une répartition géographique des faciès suivant le type de grains. Les sédiments squelettiques *grainstones, rudstones* et les sables oolithiques *grainstones* se trouvent principalement le long de la marge de la plateforme (**Figure 4.27**). Ces grains s'accumulent sous la forme de bancs contrôlés principalement par l'activité des courants de marée (Harris et al., 2015; Rankey & Reeder, 2011). Cette production squelettique marginale est dominée par des bivalves (Reijmer et al., 2015b).

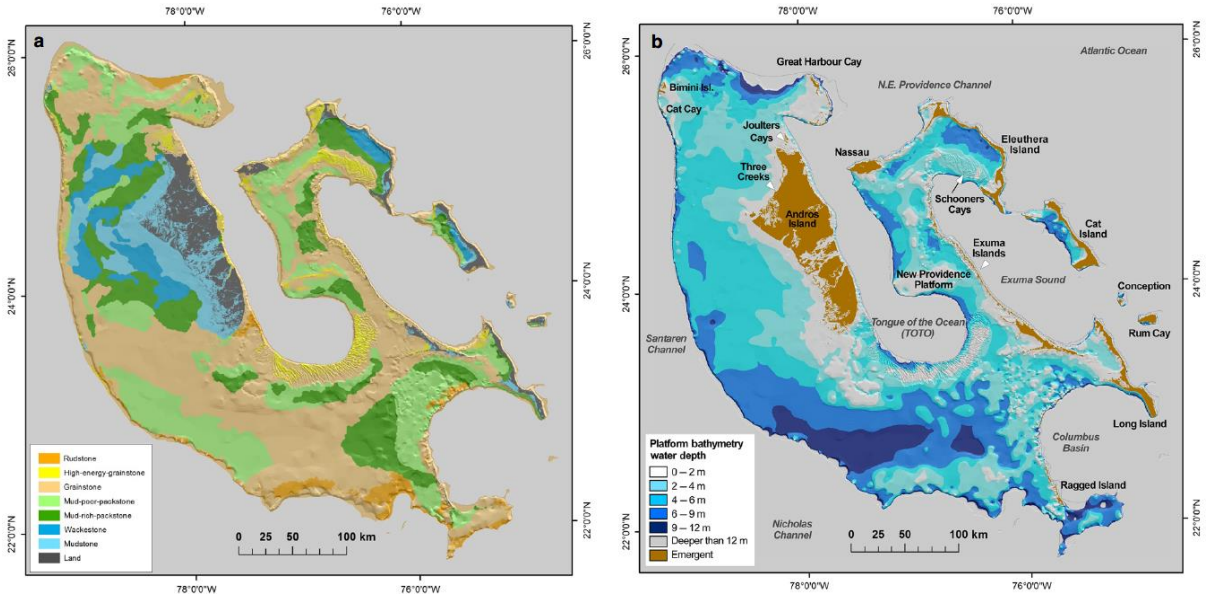


Figure 4.27. A. Carte des faciès sédimentaires de la plateforme du GBB à l'actuel, B. Carte bathymétrique de la plateforme du GBB à l'actuel (Harris et al., 2015).

Les grains non squelettiques principalement des pellets ou des peloïdes dominent l'intérieur de la plateforme (**Figure 4.27**). Ces faciès sont notamment le produit de la dégradation de la production des algues vertes (Busson, 2018). Une dégradation plus mature entraine la formation en grandes quantités de boue aragonitique formée de fines aiguilles cristallines 2-3 µm de long pour 0,25 µm de diamètre (Chabaud, 2016). Une seconde origine possible pour la boue aragonitique carbonatée serait liée à des événements localisés temporellement et dans l'espace avec une précipitation spontanée dans la colonne d'eau ou induite par des cyanobactéries ou encore par simple remobilisation de sédiments de plateforme. Ces événements sont appelés *whitings* (Harris et al., 2015). Les sédiments à grain très fin prédominent à l'intérieur de la plateforme lorsqu'ils sont protégés par une barrière topographique (Harris et al., 2015) (**Figure 4.27**).

Des corps sableux avec une composition squelettique et non non-squelettique sont présents sur sa marge (**Figure 4.27 & 4.28**). La géométrie des accumulations sur la partie plus interne de la plateforme est contrôlée par les courants de marée. Ce type de production représenterait une large source de production de matériel boueux en partie contrôlée par les échanges de la masse d'eau de la plateforme avec des eaux océaniques ou encore souterraines (Harris et al., 2015). Pendant une période de bas niveau marin durant laquelle la plateforme interne est émergée, la production et l'accumulation sableuse sont sur la marge de la plateforme et de type squelettique car aucune production interne n'est présente.

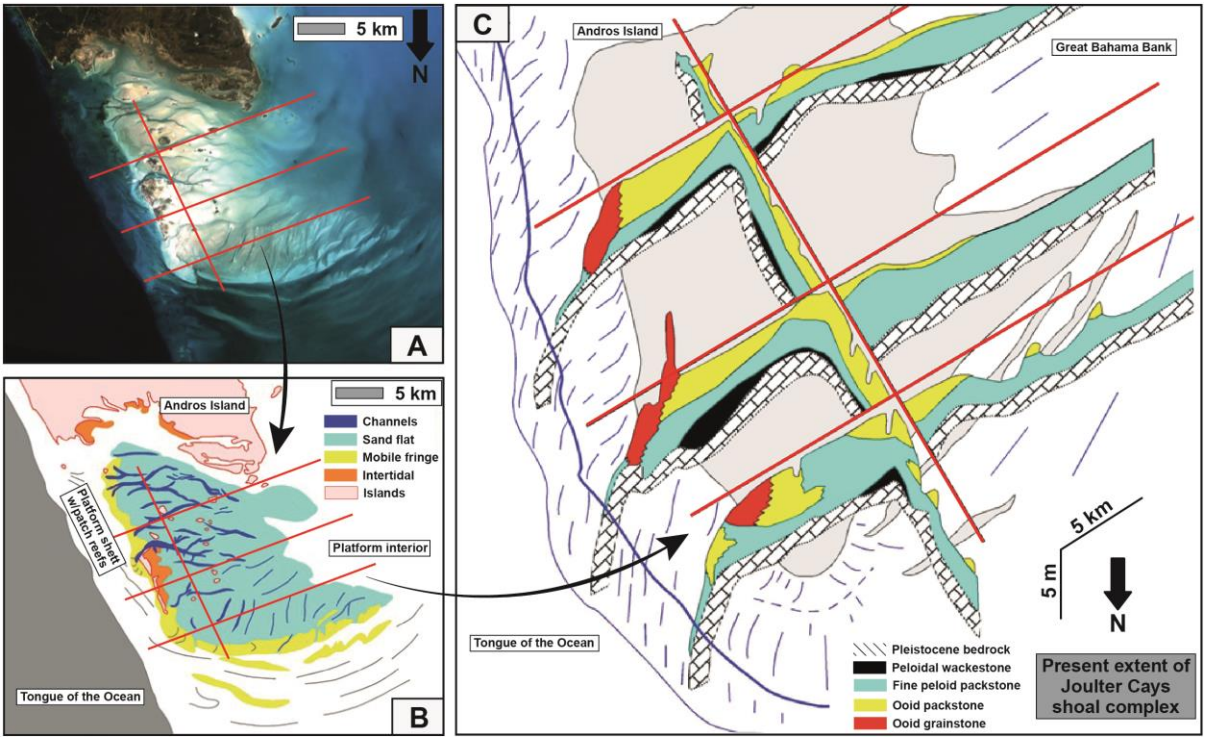


Figure 4.28. Morphologie de Joulter Cays shoal complex (GBB), A. Photo aérienne du *shoal* en entier qui est bordé à l'est par le système profond de TOTO et à l'ouest par la plateforme (Modifié d'après Rankey & Reeder, 2012), B. Carte illustrant les faciès présents (Modifié d'après Harris, 1979), C. Schéma des corps holocènes oolithiques de Joulter Cays. Il est important de voir que les corps oolithiques sableux sont dominants uniquement sur la marge au vent (modifié d'après Harris, 1979).

Important : Une ségrégation du type de production et donc du matériel exporté qui en résulte est possible en relation avec les variations du niveau marin.

→ En période de haut niveau marin, la part de matériel non-squelettique exporté à partir de la production interne de la plateforme augmenterait.

→ En période de bas niveau marin, la part de matériel squelettique exporté à partir de la production de la marge de la plateforme augmenterait par rapport à une période de haut niveau marin.

Remarque : Une étude approfondie des grains présents dans les turbidites au sein des systèmes distaux nous renseigneraient sur le régime eustatique et donc sur la production lors de l'export. Cette remarque n'est valable qu'en prenant l'hypothèse qu'une seule phase de mobilisation des grains a lieu, autrement dit que l'export n'est pas découplé d'une première phase de stockage pouvant incorporer des grains puis d'une remobilisation secondaire. De plus cette remarque n'est valable que pour les turbidites et non pour les débrites car elle présente un mélange de grains de la plateforme et pélagique. Reijmer et al. (2012) a montré ce phénomène au sein du système distal d'Exuma Sound sur les MIS 1 à 23 au puits 632a.

4.8 - L'export distal des pentes au vent et sous le vent du Great Bahama Bank

Dans cette partie est abordée une rapide synthèse bibliographique de l'export des pentes au vent et sous le vent. Concernant la pente au vent, les faciès des zones d'Exuma Sound, de plateau, de canyon et abyssal de San Salvador, sont à ce jour très peu décrites. Seuls Crevello & Schlager (1980), Busson (2018) et Mulder et al. (2019) en ont fait une description s'appuyant sur les données des campagnes de l'Université de Miami 1976, 1977, 1978, BACAR conduite par l'IFPEN en 1981 et CARAMBAR de Mulder (2016). Ce système mesurant plusieurs centaines de kilomètres de long montre un export gravitaire sableux important et en lien avec la forte topographie héritée (**Figure 4.29**).

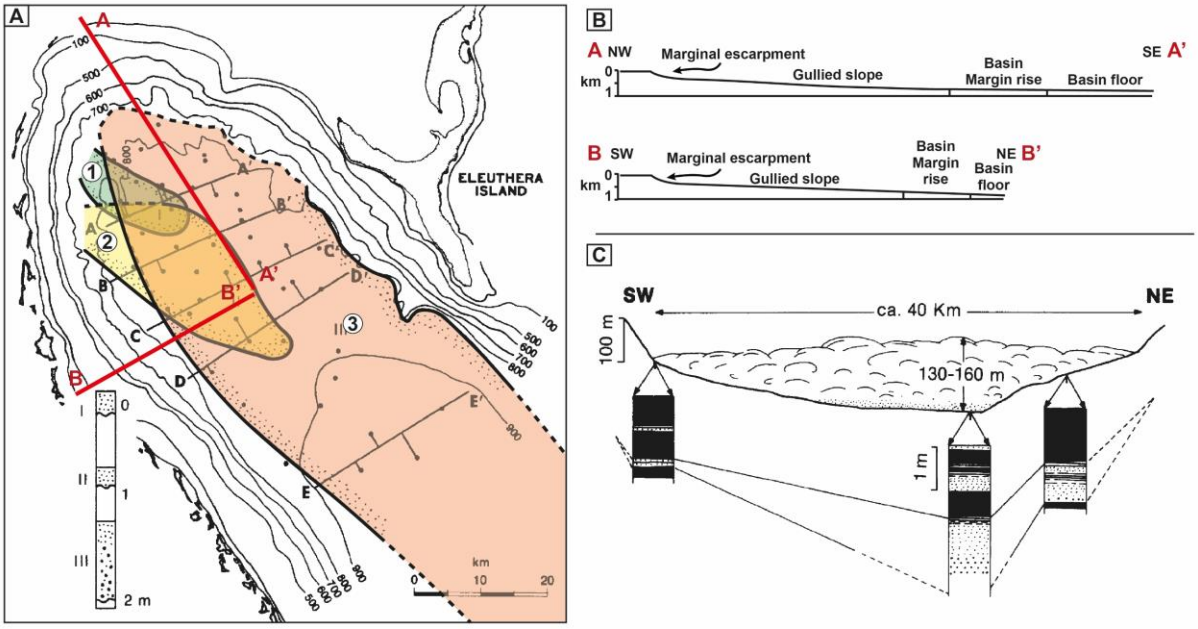


Figure 4.29. A. Carte des dépôts gravitaires dans le bassin *intrashelf* d'Exuma Sound. Les corps sédimentaires 1 et 2 sont de moyenne extension correspondant à des turbidites, le corps sédimentaire 3 lui correspond à un évènement de grand ampleur (effondrement massif de la pente de la marge de la plateforme) qui est identifié comme une mégaturbidite (modifié d'après Crevello & Schlager, 1980). B. Profil bathymétrique NW-SE et SW-NE le long du système d'Exuma Sound. Les traces des profils sont présentes sur la figure A (Crevello & Schlager, 1980). C. Coupe le long de l'évènement 3 et dessin schématique de l'épaisseur minimum nécessaire de l'événement gravitaire pour le dépôt de sédiments dans la vallée axial (Crevello & Schlager, 1980).

La campagne de Miami a prélevé de nombreuses carottes (Crevello & Schlager, 1980) dans la partie proximale d'Exuma Sound. Cette campagne montre la géométrie d'Exuma Sound avec une marge de type escarpement et une pente incisée (**Figure 4.29**). De plus cette campagne a permis la mise en évidence de deux turbidites et d'une débrite distale au sein de ce système durant l'Holocène, au bas niveau marin du MIS 2 (**Figure 4.29**). Les deux turbidites sont distribuées sous la forme de lobes allongés de 10-20 km de long et 5-10 km de large avec des épaisseurs de 10 - 20 cm. La débrite couvre une surface minimum de 1500 km^2 dans le bassin d'Exuma. Cette débrite forme un dépôt de 40 km de large sur la pente (**Figure 4.29**).

La campagne BACAR de 1981 a permis de prélever **21 carottes** sédimentaire et a également permis l'acquisition d'une sismique dans la zone abyssale de San Salvador (Ravenne et al., 1983; Cartwright, 1985). Cette campagne a permis une caractérisation de l'éventail distal sableux à environ 5000 m de profondeur d'eau. La campagne CARAMBAR 2 de 2017 a apporté des données sur l'ensemble du système en amont de la plaine abyssale de San Salvador par le prélèvement de **14 carottes** supplémentaires (**Figure 4.30**).

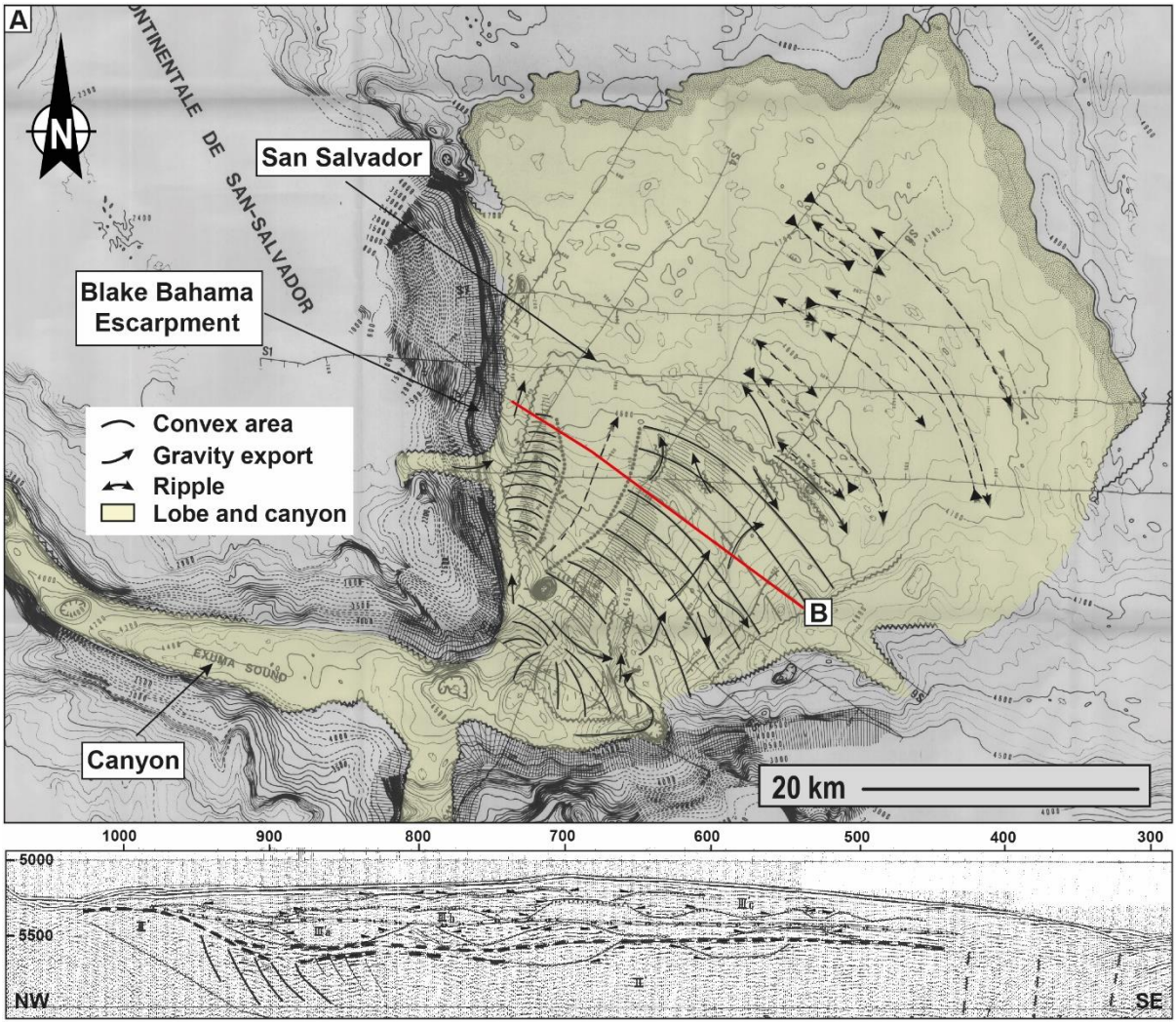


Figure 4.30. A. Carte de l'appareil gravitaire distal du système d'Exuma Canyon et du lobe de la plaine abyssale de San Salvador de la mission BACAR (modifié d'après Ravenne et al., 1983). B. Ligne sismique dans l'éventail distal de la plaine abyssale de San Salvador montrant des systèmes de chenaux au sein de ce lobe, cette ligne sismique est aussi issue de la mission BACAR (modifié d'après Ravenne et al., 1983).

La synthèse des faciès gravitaires repose sur les travaux de Busson (2018) sur l'export distal des marges au vent et sous le vent des Bahamas. Busson (2018) a répertorié six grandes classes d'export distaux sur les deux marges. Nous en discuterons cinq en hiérarchisant par rapport à la tailles des évènements, des épaisseurs et des faciès.

Le faciès A1 : est le produit d'effondrements superficiels de matériel boueux de pente, qui est transporté et redéposé sur la pente et dans le bassin (**Figure 4.31**). Ce faciès regroupe les nombreuses débrites à lithoclastes qui sont observées dans les puits et sur la sismique des pentes occidentales du GBB. Le volume de ces écoulements est en règle générale assez faible.

Le faciès A2 : correspond à des effondrements profonds du matériel boueux de la pente (MTC ou MTD) similaires à ceux décrits par Principaud (2015) (**Figure 4.31**). Ce type de dépôt incorpore du matériel boueux remanié mais aussi des éléments de sédiments lithifiés sous la forme de blocs de tailles kilométriques.

Le faciès B1 : correspond à des dépôts qui sont le résultat d'effondrements à grande échelle de la marge raide de la plateforme quaternaire. Ce type de dépôt est dit hybride car il combine un faciès de débrite boueuse en position basale, et un faciès turbiditiques de haute densité sableux en position

sommitale (Crevello & Schlager, 1980; Busson, 2018). D'après Busson (2018) ce type de dépôt est principalement observé sur la zone d'Exuma Sound avec de grands volumes (**Figure 4.31**).

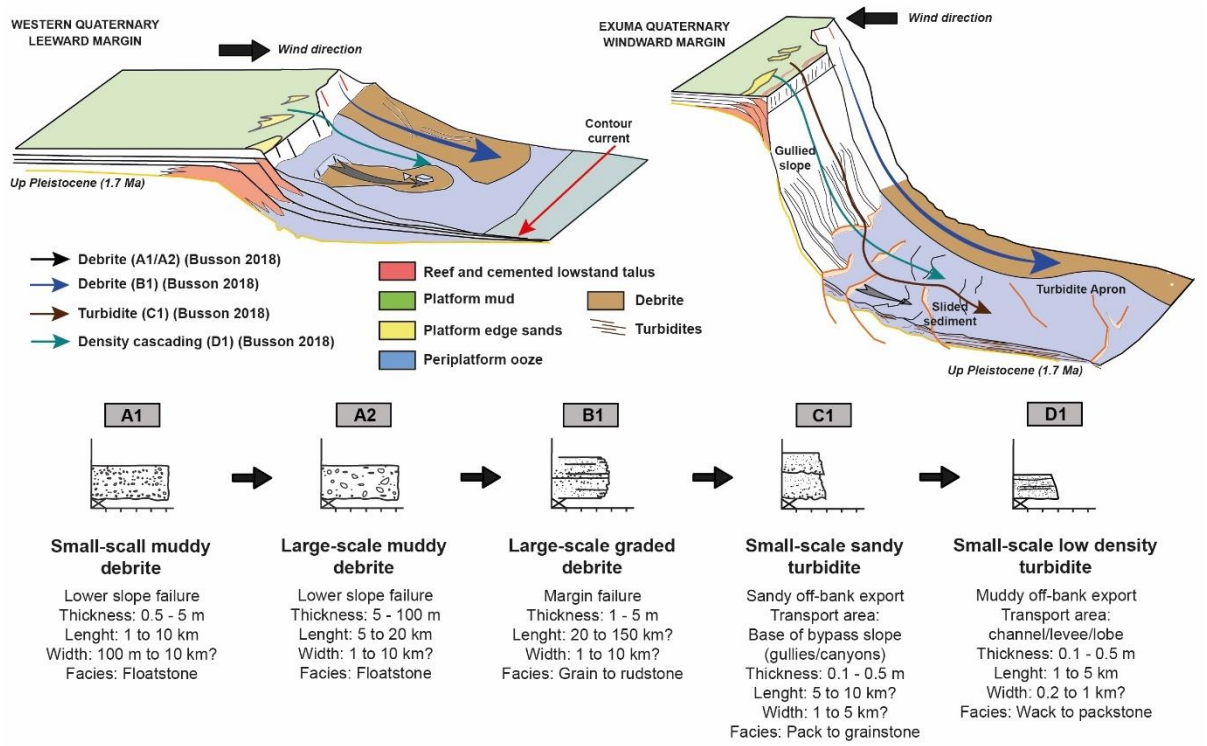


Figure 4.31. Représentation de l'évolution stratigraphique des systèmes au vent et sous le vent et des processus de transferts gravitaires actifs depuis 1.7 Ma (modifié d'après Busson, 2018). Les représentations des processus et type de faciès de (Busson, 2018) sont illustrées *via* des logs avec leurs caractéristiques principales.

Le faciès C1 : correspond à des turbidites sableuses, les épaisseurs sont limitées, rarement supérieur à 50 cm. Ce type de dépôt est principalement présent dans le bassin d'Exuma Sound au puits 633 et 632 (Austin et al., 1986). D'après Busson (2018) il est possible qu'en période d'émersion, ce type de dépôt résulte de déstabilisations de petits volumes d'accumulations sableuses marginales (**Figure 4.31**). Les turbidites de haut-niveau marin sont surement alimentées directement par la remobilisation hydrodynamique des courants sur la plateforme (Busson, 2018).

Le faciès D1 : correspond à des turbidites de basse densité qui sont associées aux courants d'export de la plateforme par *density cascading* de la boue de plateforme quand elle est ennoyée (Busson, 2018). Ce type de dépôt est présent sur la pente au vent et sous le vent (**Figure 4.31**). Sur la pente sous le vent, ces dépôt sont souvent caractérisés par la présence de *sediment waves* sur le *periplaform drift* (Principaud et al., 2017; Wunsch et al., 2018).

4.9 - Caractérisation faciologique et morphologique actuelle du système Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador

Les différents faciès et processus sédimentaires au sein du système d'Exuma - Plaine abyssale de San Salvador sont caractérisés à partir de la description de **29 carottes**. Les périodes d'export au sein du lobe distal de la plaine abyssale San Salvador sont caractérisées à partir d'analyses $\delta^{18}O$ et XRF. Une analyse morpho bathymétrique est conduite sur l'ensemble du système à partir de l'analyse des données bathymétriques. Une analyse des faciès de réflectivité et de sismique très haute résolution est aussi réalisée. Cette partie s'appuie sur les données issues des campagnes BACAR et CARAMBAR 2. Les données qui font l'objet de cette étude sont issues de ces deux campagnes couvrent une zone d'études d'environ 16 000 km^2 allant d'Exuma Sound à la plaine abyssale de San Salvador en passant par Exuma plateau et vallée avec une profondeur d'eau maximale supérieure à 5000 m.

Dans le cadre de cette thèse, **20 carottes** provenant de la campagne BACAR sont utilisées ainsi que 9 de la campagne CARAMBAR. Leurs descriptions proviennent notamment de Busson (2018). La campagne CARAMBAR 2 a également apporté des données de bathymétrie, de réflectivité et de sismique 2D très haute résolution qui ont été traitée par deux masters 2 de l'Université de Bordeaux (Recouvreur, 2017; Dassé, 2020).

4.9.1 - Classification des faciès, des processus et de leur répartition spatiale

La classification des faciès est basée sur les descriptions des carottes de Droxler (1984); Cartwright (1985); Schmitt (2013); Busson (2018), ainsi que sur nos propres descriptions faites sur photographies. Busson (2018) a proposé une classification spécifique des faciès basée sur l'association de **6 faciès** afin de classer les transferts et les événements gravitaires dans le système Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador. Cette classification de faciès a été reprise et affinée en utilisant (Bouma, 1962; Stow & Schanmugam, 1980; Mutti, 1992), ainsi que la classification liée au processus de Mulder & Alexander (2001). Nous avons travaillé à l'échelle des événements gravitaires en utilisant une description sédimentologique classique des lithofaciès basée sur la granulométrie et les structures. Nous proposons une nouvelle classification comprenant treize faciès constitués par des faciès homolithiques (séquence épaisse, riche en sable) et des faciès hétérolithiques (séquence fine, riche en silt/boue, dépôts hémipélagites et contouritiques) (**Figure 4.32**). Par la suite afin de caractériser les variations de faciès à travers le système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador, ceux-ci ont été représentés par des *pie charts* sur la carte (**Figure 4.33**).

1. Faciès homolytique :

Les faciès homolytiques sont principalement composés de faciès épais et grossiers, qui consistent principalement en des dépôts d'écoulements hyperconcentrés (faciès 1 à 4) avec des grains flottants et des laminations planes. Les faciès grossiers peuvent correspondre à F1 à F5 de la classification de Mutti (1992). Les faciès moyens à fins consistent en des dépôts d'écoulements concentrés (faciès 5 à 7) avec des laminations planes et obliques, des grains flottants interprétés comme F7 et F8 de la classification de Mutti (1992). Les séquences boueuses, épaisses à minces, sont interprétées comme des processus de décantation et correspondent aux faciès T7 à T8 de Stow & Schanmugam (1980).

1.1. La classe d'écoulement de type coulée de débris :

Débrite boueuse-sableuse à lit épais (Faciès 1) : Le faciès 1 est caractérisé par des coulées de débris à grains et galets dans une matrice boueuse à sableuse. Ce faciès montre généralement une tendance granodécroissante avec des grains flottants correspondant aux faciès F1 et F2 de Mutti (1992) et A2/A3 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 1 est interprété comme étant lié à un dépôt d'écoulement hyperconcentré à concentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

1.2. La classe d'écoulement gravitaire sableux à haute densité est caractérisée par six faciès homolytiques sableux à lit épais (métriques à centimétriques) :

Conglomérat sableux à lit épais (Faciès 2) : Le faciès 2 est caractérisé par un conglomérat dans une matrice sableuse ayant une tendance granodécroissante correspondant au faciès F3 de Mutti (1992) et B1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 2 est interprété comme étant lié à un dépôt d'écoulement hyperconcentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sable grossier homolytique à lit épais, laminage plan (Faciès 3) : Le faciès 3 est composé de sables grossiers stratifiés à tendance granodécroissante et pourrait être assimilé au faciès F4 de Mutti (1992) et E1 de Busson (2018). Comme pour le faciès 2, le processus gravitaire est assimilé à écoulement hyperconcentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sables grossiers massifs homolytiques à lit épais (Faciès 4) : Le faciès 4 est composé de sable grossier, avec des clastes flottants correspondant à F5 de Mutti (1992) et E1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 4 est interprété comme étant lié à un écoulement hyperconcentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sable moyen à fin homolytique à lit épais (Faciès 5) : Le faciès 5 est composé de sable moyen à fin, laminé plan avec des grains flottants correspondant au faciès F7 de Mutti (1992) et E1 de Busson 2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 5 est interprété comme étant lié à un écoulement concentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sable moyen à fin homolytique à stratification oblique (Faciès 6) : Le faciès 6 est caractérisé par des laminations obliques, un sable moyen à fin avec une granulométrie grossière correspondant au faciès F7 de Mutti (1992) et E1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 6 est interprété comme étant lié à des écoulements concentrés (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sable moyen à fin homolithiques, à lit épais et à granulométrie grossière (Faciès 7) : Le faciès 7 est caractérisé par des sables moyens à fins à granulométrie grossière correspondant au faciès F8 de Mutti(1992) et E1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 7 est interprété comme étant lié à un écoulement concentré (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

1.3. La classe des faciès de décantation :

Séquence boueuse homolytique épaisse à fine (Faciès 13) : Le faciès 13 est composé de boueux carbonatés avec parfois des apports silicoclastiques et correspondant aux faciès T7 à T8 de Stow & Schanmugam, (1980). En termes de processus gravitaires, le faciès 13 est interprété comme un dépôt de décantation avec un apport de courants de fond (**Figure 4.32**).

2. Faciès hétérolytiques :

Les faciès hétérolytiques sont composés de couches épaisses à fines (échelle décimétrique à centimétrique), avec des laminations planes, convolutes, granodécroissantes, à grain fin (faciès 8 à 10) à silteux/boueux (faciès 11 à 12), interstratifiées avec de la boue et interprétés comme des faciès de décantation. Les faciès sableux peuvent correspondre à la séquence classique de Bouma Ta/b avec des turbidites tronquées au sommet, et des turbidites tronquées à la base comme Td/e (Bouma, 1962) ou le faciès F9a de Mutti, (1992). Les faciès silteux/boueux apparaissent communément bioturbés avec une lamination irrégulière et des lentilles sableuses telles que T1 à T3 et T6 de Stow & Schanmugam, (1980). En termes de processus gravitaires, les lits de sable hétérolytique sont interprétés comme un écoulement gravitaire turbulent de faible densité. Les faciès silteux/boueux sont interprétés comme un écoulement turbulent à des processus de décantation selon Mulder & Alexander (2001) (**Figure 4.32**).

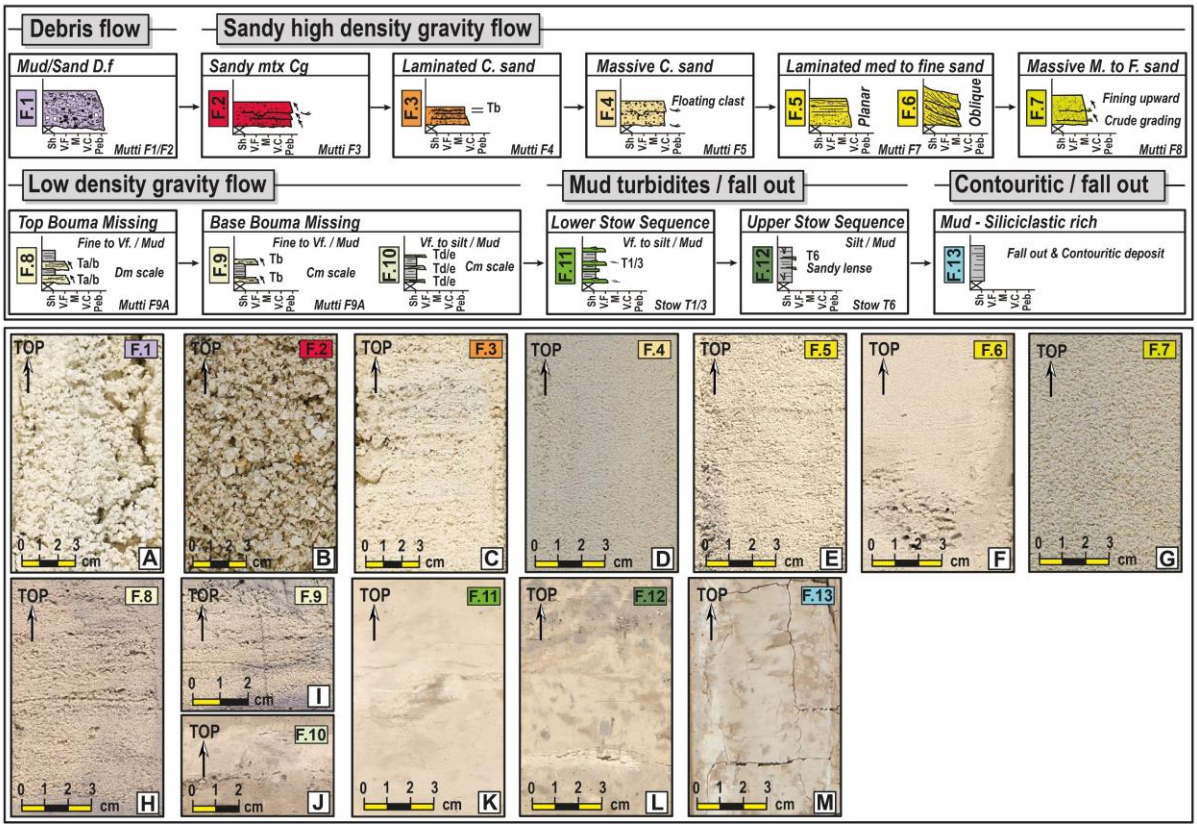


Figure 4.32. Classification des faciès des carottes sédimentaires le long du système d'Exuma vallée, chenal, canyon et du lobe distal de San Salvador. Cette classification est basée sur la granulométrie des faciès et sur les processus sédimentaires.

2.1. La classe d'écoulement gravitaire de faible densité est caractérisée par trois faciès hétérolytiques à lit épais à mince :

Sables fins à très fins hétérolytiques à lit épais, intercalés avec de la boue - séquence basale de Bouma (Faciès 8) : Le faciès 8 est caractérisé par des sables fins à très fins, interstratifiés avec de la boue avec des laminations planes. Il correspond aux faciès de base Ta et Tb de Bouma (1962), F9A de Mutti (1992), et C1/C2 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 8 est interprété comme étant lié à un écoulement concentré à turbulent (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sables fins à très fins hétérolytiques à lit épais à mince, intercalés par de la boue (Faciès 9) : Le faciès 9 est caractérisé par des sables fins à très fins interstratifiés avec de la boue avec des laminations planes. Il correspond au terme Tb de la séquence de Bouma (1962), au faciès F9A de Mutti (1992), et C1/C2 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 9 est interprété comme étant lié à un écoulement turbulent (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

Sables très fins hétérolytiques à lit mince intercalé avec de la boue (Faciès 10) : Le faciès 10 est caractérisé par des sables très fins interstratifiés avec de la boue à stratifications planes et parfois à lentilles silteuses. Il correspond aux termes Td et Te de la séquence de Bouma (1962), aux faciès F9A de Mutti (1992), et D1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 10 est interprété comme étant lié à un écoulement turbulent *base cut out deposit* (*sensu* Mulder & Alexander, 2001) (**Figure 4.32**).

2.2. La classe des turbidites boueuses et décantation est caractérisée par deux faciès :

Faciès boueux à rare intercalation de sable fin (Faciès 11) : Le faciès 11 est caractérisé par des sables très fins, des silts et de la boue à stratification irrégulière et convolute. Il correspond aux

termes T1 à T3 de Stow & Schanmugam, (1980), au faciès F9A de Mutti (1992) et D1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 11 est interprété comme étant lié à un écoulement turbulent et à la décantation (**Figure 4.32**).

Séquence silteuse (Faciès 12) : Le faciès 12 est caractérisé par une séquence silteuse à boue avec des lentilles sableuses et fortement bioturbé. Il correspond au terme T6 de la séquence de Stow & Schanmugam, (1980), et au faciès D1 de Busson (2018). En termes de processus gravitaires, le faciès 12 est interprété comme étant lié à un écoulement turbulent et à la décantation (**Figure 4.32**).

4.9.2 - Répartition spatiale des faciès

Grâce aux données de carottes des campagnes BACAR et CARAMBAR 2 il est possible de réaliser un transect complet des dépôts récents depuis la vallée d'Exuma jusqu'au système abyssal de San Salvador. Les carottes qui sont prélevées dans l'axe du chenal d'Exuma présentent une proportion de faciès sableux supérieur à 50% avec les faciès F1 à F9 (**Figure 4.32 & 4.33**). La plupart de ces dépôts peuvent être caractérisés comme des débrites et calciturbidites de haute densité et très rarement de faible densité. Les dépôts de la carotte sous le vent d'Exuma Sound issus du possible export de *Cat Island* présentent une forte proportion de silt et de boue caractéristique des faciès F11 et F12 correspondants à des dépôts de turbidites de faible densité.

La carotte qui est localisée dans un chenal distributaire majeur d'Exuma Plateau présente elle aussi une forte proportion de silt et de boue avec des faciès F10 dominants Bouma (1962) tronquée à la base interprétée comme issu de courants de faible densité (**Figure 4.32 & 4.33**). La carotte présente à l'embouchure de ce même chenal distributaire et au sein du chenal d'Exuma a aussi une très forte proportion de silt et de boue avec des faciès F11 et F12 qui sont interprétés comme des turbidites boueuses. Une claire ségrégation des faciès entre le chenal distributaire et son exutoire est observée. De plus, les faciès récents qui sont exportés depuis Long Island sont potentiellement dominés par les silts et la boue.

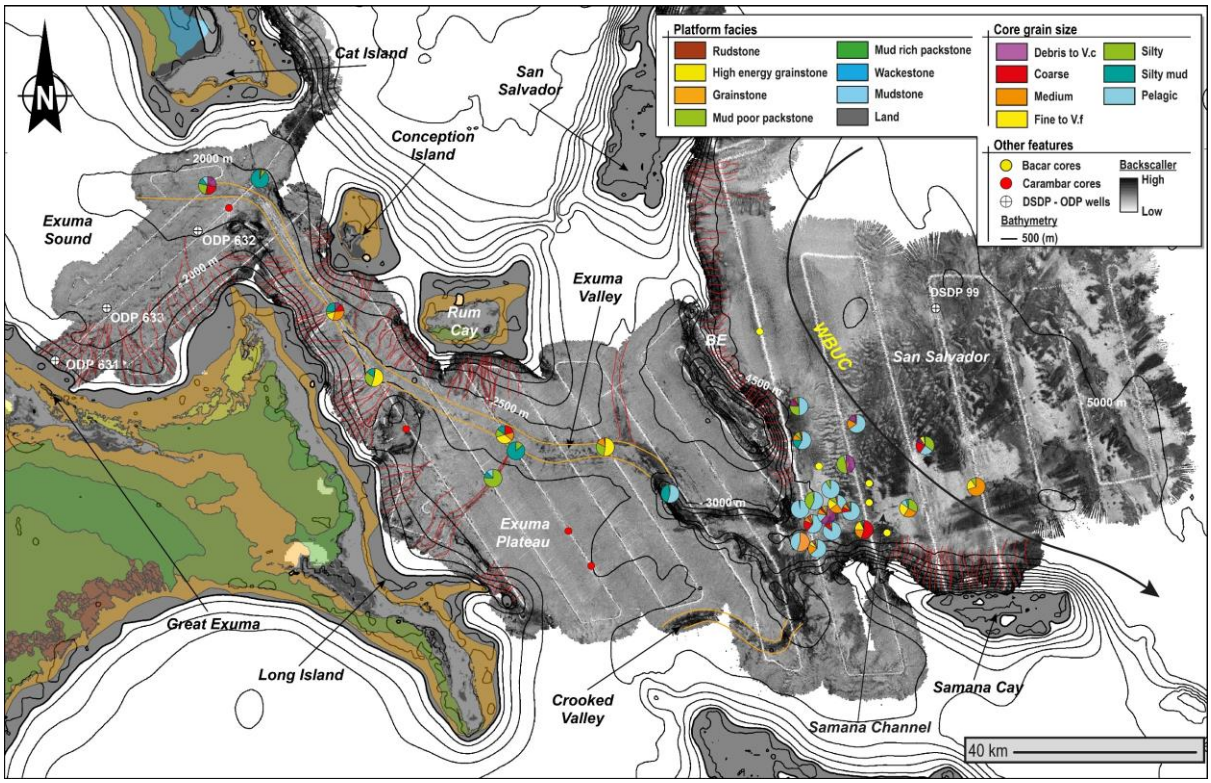


Figure 4.33. Carte illustrant la répartition des faciès le long du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador. La proportion des faciès des carottes est représentée sous la forme de *pie chart*. La distribution des faciès illustre bien un système gravitaire proximal/distal avec des zones préférentielles d'écoulement gravitaire.

La carotte qui est située dans le canyon sur le haut d'un *knickpoint* présente des faciès pélagiques et silto-boueux. Ces faciès sont probablement le résultat du dépôt de courants de basse densité et de décantation qui sont issus du ressaut hydraulique induit par des courants puissants chargés en sédiment provenant du chenal d'Exuma en liaison avec la marche topographique ou *knickpoint* présente. Les faciès de la zone de la plaine abyssale de San Salvador présentent une zonation géographique qui est marquée. Les carottes ayant le plus important pourcentage de sable sont situées dans l'axe du Samana Channel qui est le chenal actuel au sud de l'éventail (**Figure 4.32 & 4.33**). Les carottes qui sont localisées au pied de l'escarpement et au nord du Samana channel ne présentent que très peu de sable. Cela est dû à la présence de contourites dans lesquelles les faciès sont dominés par des argiles qui sont apportées par le courant profond du WBUC (Cartwright, 1985).

Au sein de ces dépôts contouritiques sont interdigités des intervalles grossiers mais de faible épaisseur < 30 cm. Ces dépôts sont le probable résultat de l'érosion de l'escarpement. Les dépôts sableux du chenal de Samana présentent une distribution géographique remarquable. Les dépôts les plus proximaux présentent les faciès plus grossiers de type F3 à F7 interdigités par des dépôts pélagiques par rapport au dépôts distaux F5 à F9 aussi interdigités avec des dépôts pélagiques (**Figure 4.32 & 4.33**). La distribution des NTG au sein de ce chenal est surprenante car nous observons une augmentation du NTG depuis la zone proximale vers la zone distale. Ceci est possiblement un biais au regard de l'échantillonnage plus importants pour les zones proximales que distales.

4.9.3 - L'export distal dans le temps

La corrélation entre la composition des sables et la courbe du $\delta^{18}O$ benthique par Droxler (1984) permet de séparer les apports sableux de *highstand* et de *lowstand*. Il est possible de faire une stratigraphie isotopique basée sur les variations temporelles du $\delta^{18}O$ et de définir les MIS (Marine Isotopic Stage) (**Figure 4.34**).

Schmitt (2013), a réalisée des mesures XRF sur certaines des carottes BACAR. Elle a mis en évidence que la courbe de rapport Ti/Ca est en claire corrélation avec les périodes de MIS (**Figure 4.34**). En effet, on observe que l'augmentation du matériel terrigène (Ti) a lieu en période glaciaire et à l'inverse, une claire augmentation des carbonates (Ca) en période interglaciaire. Cette étude met en évidence que la plupart des écoulements gravitaires ont lieu en période interglaciaire typique de la notion de *highstand shedding* de Schlager et al. (1994).

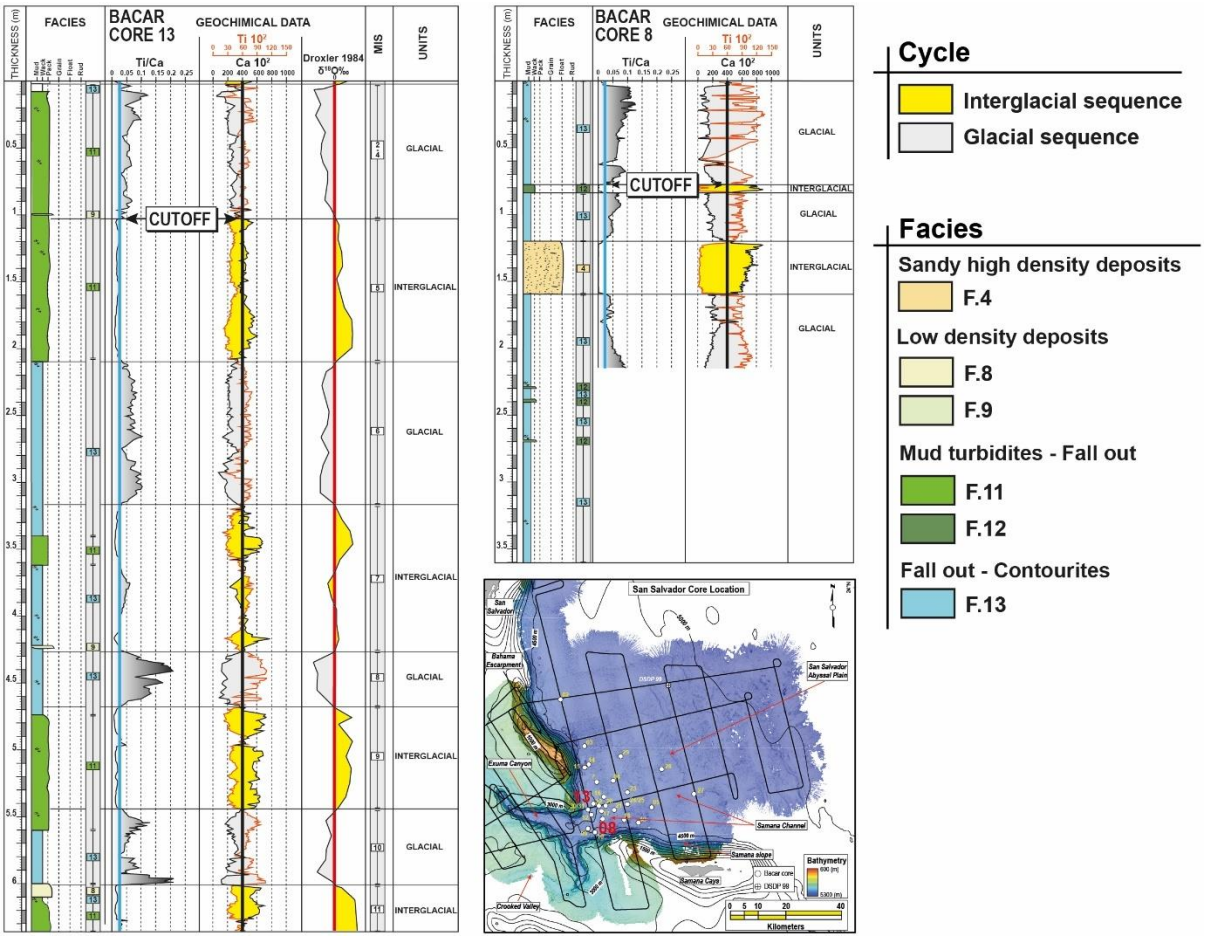


Figure 4.34. Illustration de deux carottes sédimentaires au sein du système distal de la plaine abyssale de San Salvador. Ces deux carottes montrent la classification faciologique qui a été réalisé dans cette étude, les analyses de $\delta^{18}O$ sur la carotte BACAR 13 de (Droxler, 1984) et les analyses XRF faites par (Schmitt, 2013). Le croisement de l'ensemble de ces données montre que les écoulements gravitaires ont principalement lieu en période interglaciaire.

4.9.4 - L'analyse de la morpho bathymétrie

La zone d'étude qui s'étend d'Exuma Sound à la plaine abyssale de San Salvador est divisée en quatre zones distinctes selon leur profil morphologique. Chaque zone est par la suite divisée en sous-zones. Cette description est faite selon une succession proximale à distal :

A. La pente au vent d'Exuma Sound est divisée en quatre parties :

La pente proximale qui se distingue par son dénivelé d'environ 1200 m avec une déclivité moyenne entre 11 et 14° (**Figure 4.35.6**), montre une grande surface de sédiments cimentés, fonctionnant en *bypass* avec de très faibles taux de sédimentation. Cette morphologie remarquable s'étend sur le pourtour d'Exuma Sound *Incised slope/destabilization* (**Figure 4.35.6**) de façon très homogène. Cette zone est le siège d'incisions pouvant atteindre des profondeurs de plus de 200 m (**Figure 4.35.3**) dans lesquels les écoulements gravitaires ont lieu (**Figure 4.36 & 4.37.A**).

La pente moyenne apparait après 1200 m de profondeur d'eau. La déclivité y diminue nettement afin d'obtenir un profil dépositionnel pour la boue carbonatée comme au puits 633 situé à une profondeur d'eau de 1681 m. Entre 1200 m et 1600 m de profondeur d'eau l'angle est d'environ 4° (**Figure 4.35.6**). La pente inférieure qui s'étend environ entre 1600 et 2100 m de tranche d'eau avec un angle inférieur à 1°. L'accumulation sédimentaire ne se produit que sur la pente inférieure sous la forme de turbidites, débrites et sédimentation pélagique. L'accumulation prend une géométrie de tablier de bas de pente au profil concave. La morphologie du fond marin de ce tablier est assez chaotique du fait

du grand nombre de glissements gravitaires (**Figure 4.36 & 4.37.A, 4.38**). La vallée d'Exuma entaille le tablier de pente inférieure par un contact érosif à environ 2100 m de profondeur d'eau. La déconnexion entre les évènements gravitaires de la pente inférieure et ceux de la vallée d'Exuma est une piste de réflexion.

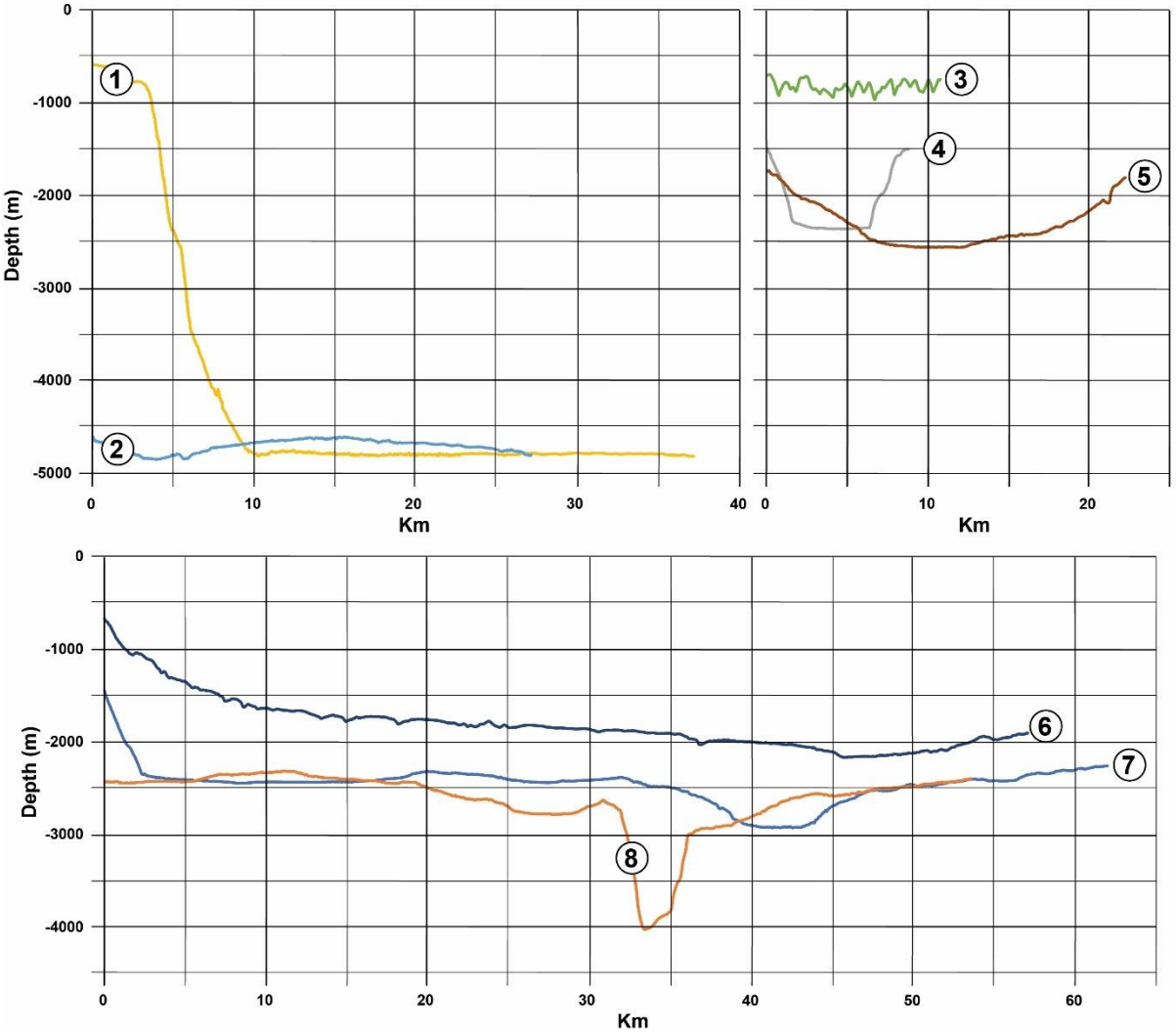


Figure 4.35. Profils bathymétriques sur l'ensemble du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador. La localisation des traits de coupe est localisée sur la **Figure 4.38**.

B. La vallée d'Exuma :

Le chenal d'Exuma, légèrement sinueux, s'étend d'Exuma Sound au Canyon d'Exuma sur 144 km avec un angle de pente moyen de 0,2°. La partie amont de la vallée d'Exuma est extrêmement confinée en lien avec la présence de plateformes reliques formant des angles de plus de 25° (**Figure 4.35.4, 4.36, 4.37.B, 4.38**). Vers l'aval, un déconfinement progressif a lieu. Après avoir passé les plateformes reliques la vallée est bordée par un des systèmes de pente qui sont incisés par des chenaux distributaires, siège d'écoulement gravitaire provenant de l'export distal des plateformes de *Long Island, Conception Island et Rum Cay* (**Figure 4.35.5, 4.36, 4.37.C-D, 4.38**).

La partie aval est caractérisée par un système peu commun avec une forte pente 20°, issue de plateformes reliques et aboutissant à une zone de très faible pente jouant le rôle de collecteur de sédiments et alimentant un chenal tributaire majeur. Le plateau est par la suite incisé par la vallée d'Exuma (**Figure 4.35.7, 4.36, 4.37.E, 4.38**). Le chenal d'Exuma présente une pente générale de 0,1° et joue le rôle de collecteur de sédiments. Le fond du chenal présente des figures comme des ondulations

symétriques avec des hauteurs de 20 m et une longueur d'onde de 1 km sur 11,5 km. L'interprétation de ces figures n'est pas aisée mais elles peuvent correspondre soit à des figures d'érosions en échelons, soit à des *sediment waves*. Des dépressions circulaires d'environ 100 m de profondeur sont aussi observées (**Figure 4.36 & 4.37.E**).

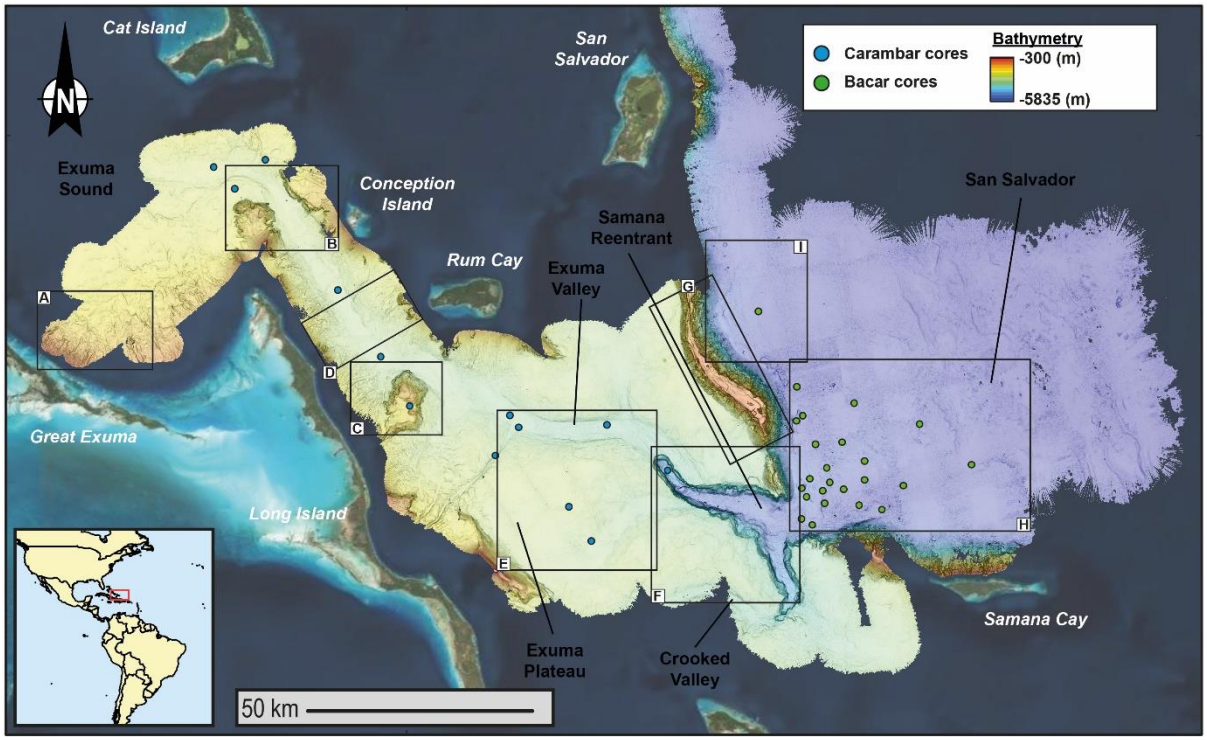


Figure 4.36. Carte bathymétrique du système d'Exuma / San Salvador provenant de la campagne CARAMBAR 2 de (Mulder, 2016). Les zooms sont présentés sur la **Figure 4.37**.

C. Le canyon - Samana Reentrant :

Au débouché de la vallée d'Exuma une chute bathymétrique de 1000 m est présente et caractérisée par une incision de la vallée dans la plateforme mésozoïque avec une pente à 45° (**Figure 4.35.8 & 4.38**). Le canyon d'Exuma est caractéristique d'un canyon sans tête car il est impossible de différencier la tête du corps du canyon par des différences de pente ou par des morphologies caractéristiques. Par contre, au sein du canyon, deux *knickpoints* sont présent et associés à deux *plunge pools* formées par un ressaut hydraulique.

Le canyon dans sa partie proximale de 9 km mesure 3 km de large. Après le 2nd *plunge pool* le canyon s'élargit jusqu'à atteindre une dizaine de kilomètres de large. Le canyon a une morphologie en U avec une pente moyenne de 3°. Les deux *plunge pools* sont profonds de respectivement 240 m et 282 m et d'un diamètre de 1,5 à 2 km. La seconde branche du canyon au sud, nommée Crooked Canyon rejoint la branche principale du canyon formant le Samana Reentrant (**Figure 4.36 & 4.37F**). Au fond de ce canyon des ondulations symétriques avec des hauteurs de 10 à 40 m et ayant une longueur d'onde de 500 m sont assimilées à des *sediment waves*. Ce canyon montre également des *plunge pools* ayant des diamètres de 800 à 1000 m et des profondeurs de 200 et 150 m. L'embouchure du canyon aboutit à la plaine abyssale de San Salvador.

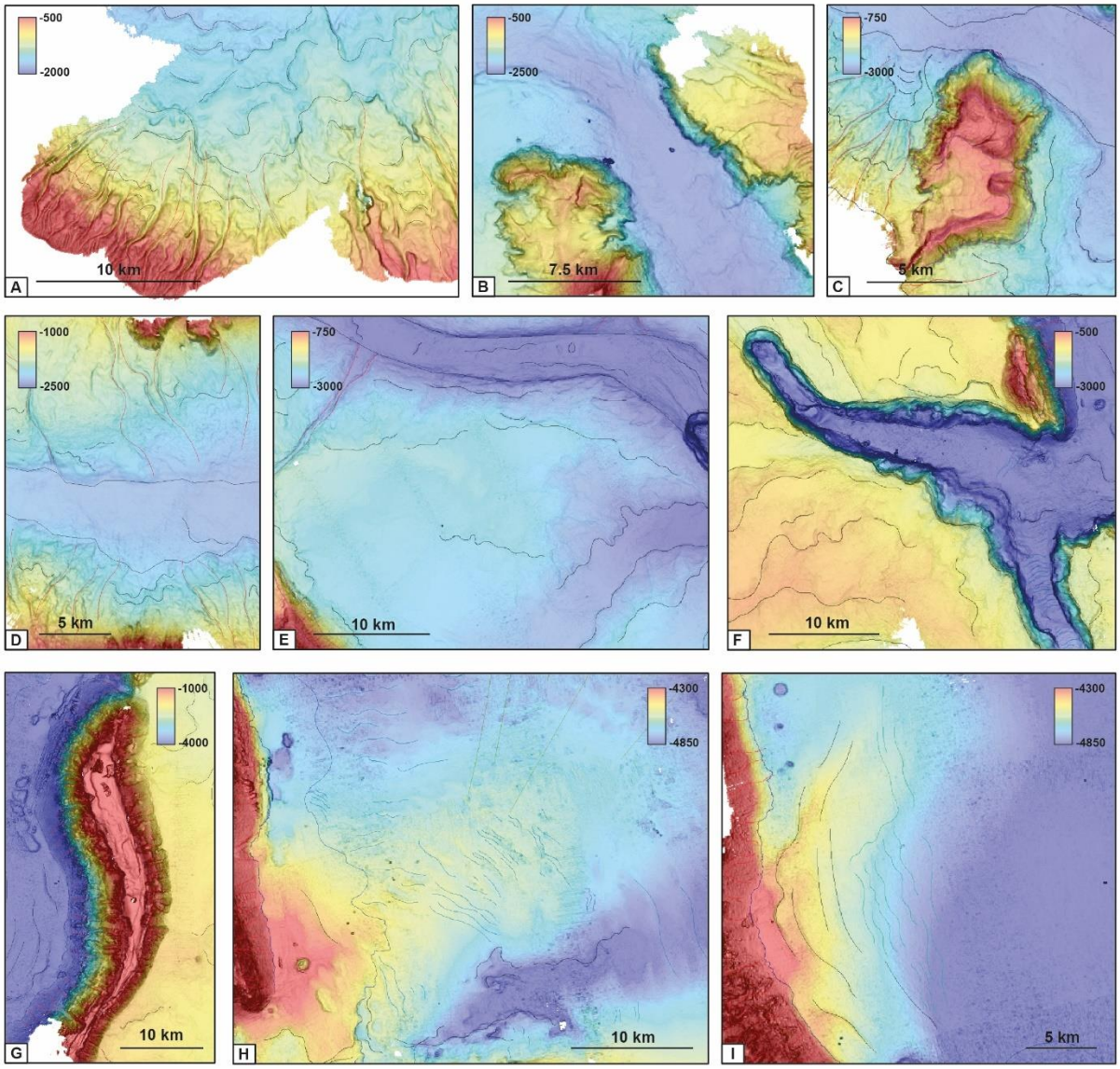


Figure 4.37. Zoom de la carte bathymétrique illustrant les principales figures morphologiques du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador. A. Pente supérieure d'Exuma Sound et ses incisions, B. Chenal d'Exuma et Plateformes reliques, C. Plateforme relique en bordure d'Exuma chenal, D. Pente bordant Exuma chenal, E. Exuma Plateau, F. Canyons d'Exuma et de Crooked, G. Blake Bahama Escarpment, H. Plaine Abyssal de San Salvador et ses géométries, I. *Drift* contouritique en base du Blake Bahama Escarpment.

D. La plaine abyssale de San Salvador :

La plaine abyssale de San Salvador est bordée à l'ouest par le *Blake Bahama Escarpment* qui forme une frontière franche entre le domaine abyssal et la vallée d'Exuma (**Figure 4.36, 4.37.G, 4.38**). Le *Blake Bahama Escarpment* est caractérisé par un abrupt de 4000 m avec une pente qui avoisine les 80° (**Figure 4.35.1**). La plaine abyssale de San Salvador présente des bathymétries qui avoisine les 5000 m (**Figure 4.36 & 4.37.H**). Une géométrie lobée présente une élévation d'environ 250 m (**Figure 4.35.2)**. Ce lobe distal est incisé par des structures caractéristiques. Une première famille de rides O-E avec une longueur d'onde de 1300 m et d'une hauteur de 20 m, une seconde famille de rides NO-SE présentant une longueur d'onde de 300 m et une hauteur de 10 m (**Figure 4.37.H**). Au sud du lobe distal, une incision majeure de 200 à 300 est présente (**Figure. 4.35.2 & 4.37.H**). Cette incision est le *Samana channel* qui est l'exutoire de la vallée et du Canyon d'Exuma. Les données bathymétriques nous montrent que le *Blake Bahama Escarpment* est le siège d'écoulement de type debris flow. De multiples incisions sont présentes sur le *Blake Bahama Escarpment.* Au nord de la zone d'étude un haut

point bathymétrique est présent avec des linéations parallèles au *Blake Bahama Escarpement*. Il est interprété comme un *drift* contouritique (**Figure 4.36 & 4.37.H**).

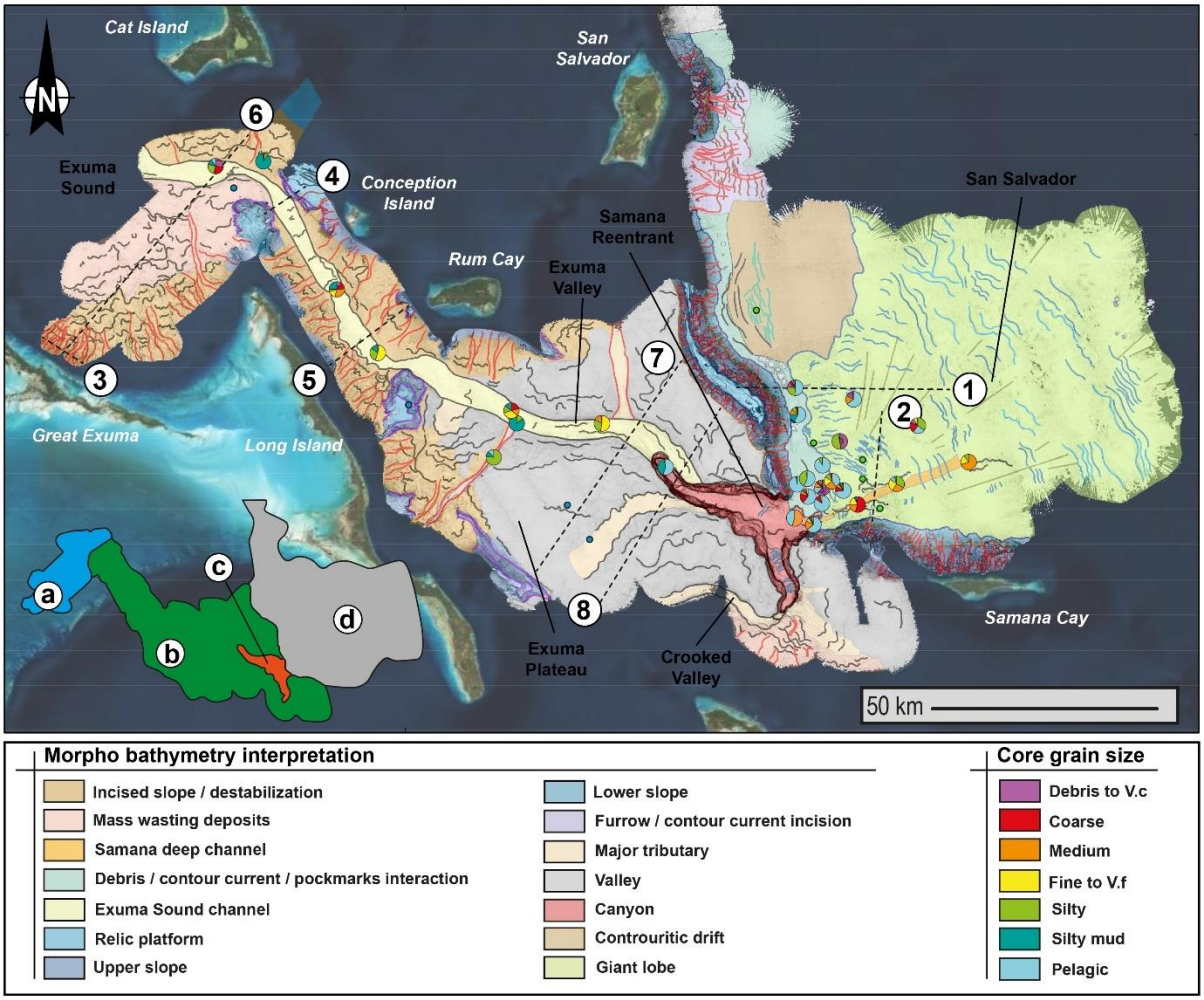


Figure 4.38. Carte morpho bathymétrique du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador. Pour une meilleure compréhension du document cette carte est divisée en quatre zones. Les profils bathymétriques de la **Figure 4.35** sont reportés sur cette carte.

4.9.5 - Les analyses des données de réflectivité

Les données de réflectivité acquise par (Mulder, 2016) lors de la mission CARAMBAR 2 sont présentes sur l'ensemble du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador est sont présentées en carte (**Figure 4.39**) où sont reportés les localisations des carottes sédimentaires.

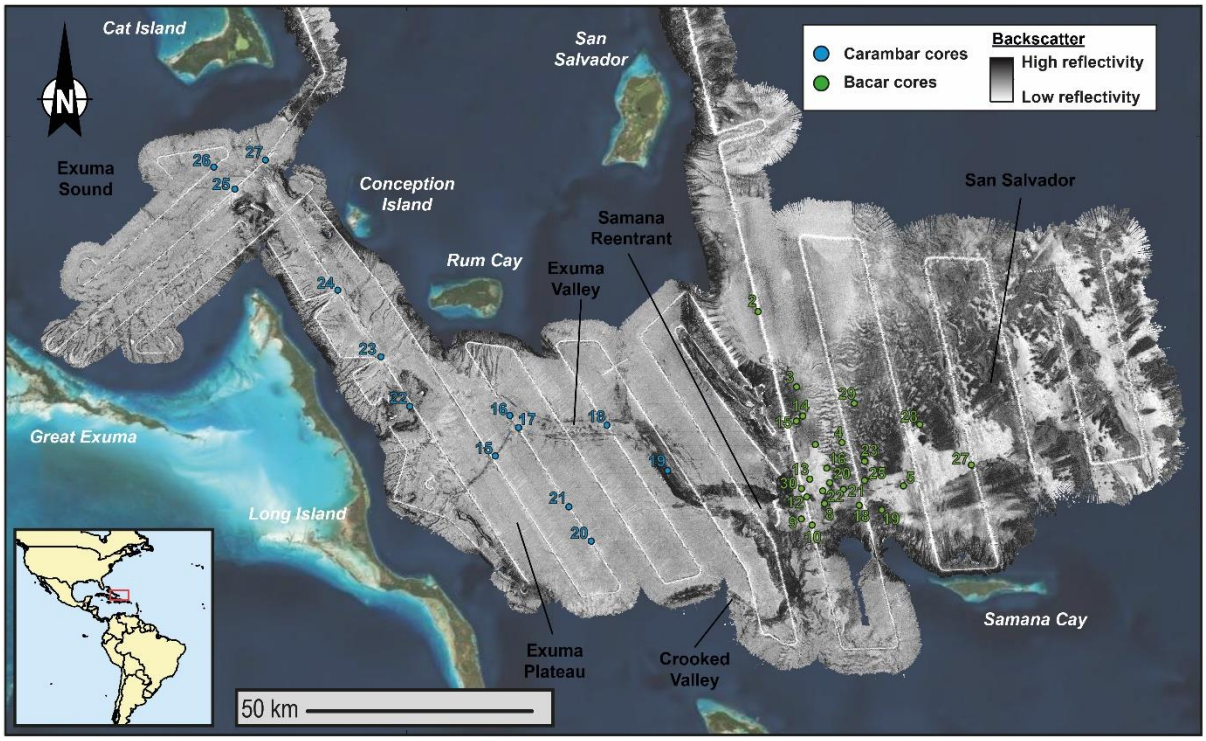
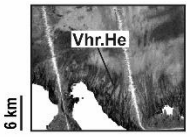
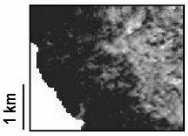
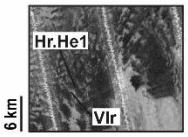
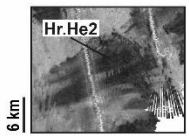


Figure 4.39. Carte de l'acquisition de la réflectivité lors de la mission CARAMBAR 2 (Mulder, 2016) au sein du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador est localisation des carottes CARAMBAR 2 et BACAR.

Douze faciès acoustiques ont été identifiés en se basant sur les variations des valeurs du backscatter. Ces faciès sont divisés en **5 classes** : **1.** Très forte réflectivité, **2.** Forte réflectivité, **3.** Moyenne réflectivité, **4.** Faible réflectivité, **5.** Très faible réflectivité (**Tableau 4.3**).

• Class	• Type	• Legend	• Backscatter	• Description	• Location and interpretation
I. Very high reflectivity	Vhr.He			Very high reflectivity heterogeneous	Blake Bahama Escarpment slope, western part of Exuma Sound slope, and the relic platform slope - furrow, tributaries
	Vhr.Ho			Very high reflectivity homogeneous At Blake Bahama Escarpment location, incised by the (Vhr.He) facies	Blake Bahama Escarpment and slope of the relic platform
II. High reflectivity	Hr.He1			High reflectivity heterogeneous 1: 2 lineations: NO-SE spacing 250 m between Vlr SO-NE spacing 200 to 1200 m	Northern part of San Salavdor lobe from 15 to 60 km of the canyon mouth Hydraulic dunes
	Hr.He2			Diffuse high reflectivity heterogeneous 2: Transitional facies between very high, high, medium and low reflectivity	San Salvador lobe

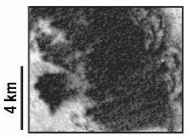
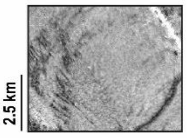
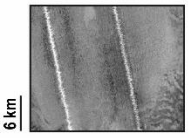
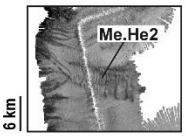
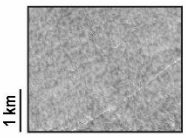
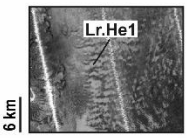
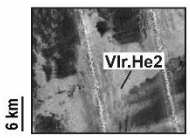
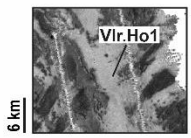
• Class	• Type	• Legend	• Backscatter	• Description	• Location and interpretation
	Hr.Ho3			High reflectivity homogeneous 3: Lineations	Base of Blake Bahama Escarpment and San Salvador plain Escarpment gully and block/patch in the San Salvador plain
	Hr.Ho4			High reflectivity homogeneous 4: Lineations	Exuma Sound slope
III. Medium reflectivity	Me.He1			Medium reflectivity heterogeneous 1: Lineations: N-S spacing 200 m between Hr	Northern part of San Salvador plain Alternance of debrite and contouritic deposits
	Me.He2			Medium reflectivity heterogeneous 2: 2 lineations: O-E N-S spacing 400 m	Northern part of Blake Bahama Escarpment possible levee, proximal and distal part of Exuma valley and canyon, some part of Exuma slope
	Me.Ho3			Medium reflectivity homogeneous 3:	Exuma plateau, mid part of Exuma channel
IV. Low reflectivity	Lr.He1			Very low reflectivity heterogeneous 1: Bands O-E spacing 1000 m alternating with Hr Lobe shape, hydraulic dunes	Proximal part of San Salvador lobe hydraulic dunes
V. Very low reflectivity	Vlr.He1			Very low reflectivity heterogeneous 2: Internal alternation with Me	Distal part of San Salvador lobe
	Vlr.Ho2			Very low reflectivity homogeneous: Patch >> km N-S elongated patch	Distal part of San Salvador lobe

Tableau 4.3. Classification des faciès de réflectivité du fond marin. Cette classification présente cinq classes de faciès depuis des faciès de très forte réflectivité à des faciès de très faible réflectivité.

Répartition des faciès réflectifs en fonction de leurs positions géographiques :

Les faciès de très fortes réflectivités homogènes et hétérogènes (Vhr.He-Vhr ;Ho) sont tous les deux situés dans des environnements de forte pente comme le *Blake Bahama Escarpment*, la pente des plateformes reliques, ou les chenaux de pente. Les faciès de fortes réflectivités sont principalement des linéations (Hr.He1-Hr.Ho3-Hr.Ho4) (**Tableau 4.3**). Le faciès Hr-He1 représente des dunes hydrauliques dans la plaine abyssale de San Salvador alors que le faciès HrHo3 caractérise des blocs et patches au sein de la plaine abyssale de San Salvador. Le faciès Hr-Ho4 caractérise les pentes d'Exuma Sound et de la Vallée d'Exuma. Ce faciès est souvent incisé par les faciès Vr.He. Le faciès Hr.He2 est caractérisé comme un faciès diffus de transition au sein de la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 4.40**).

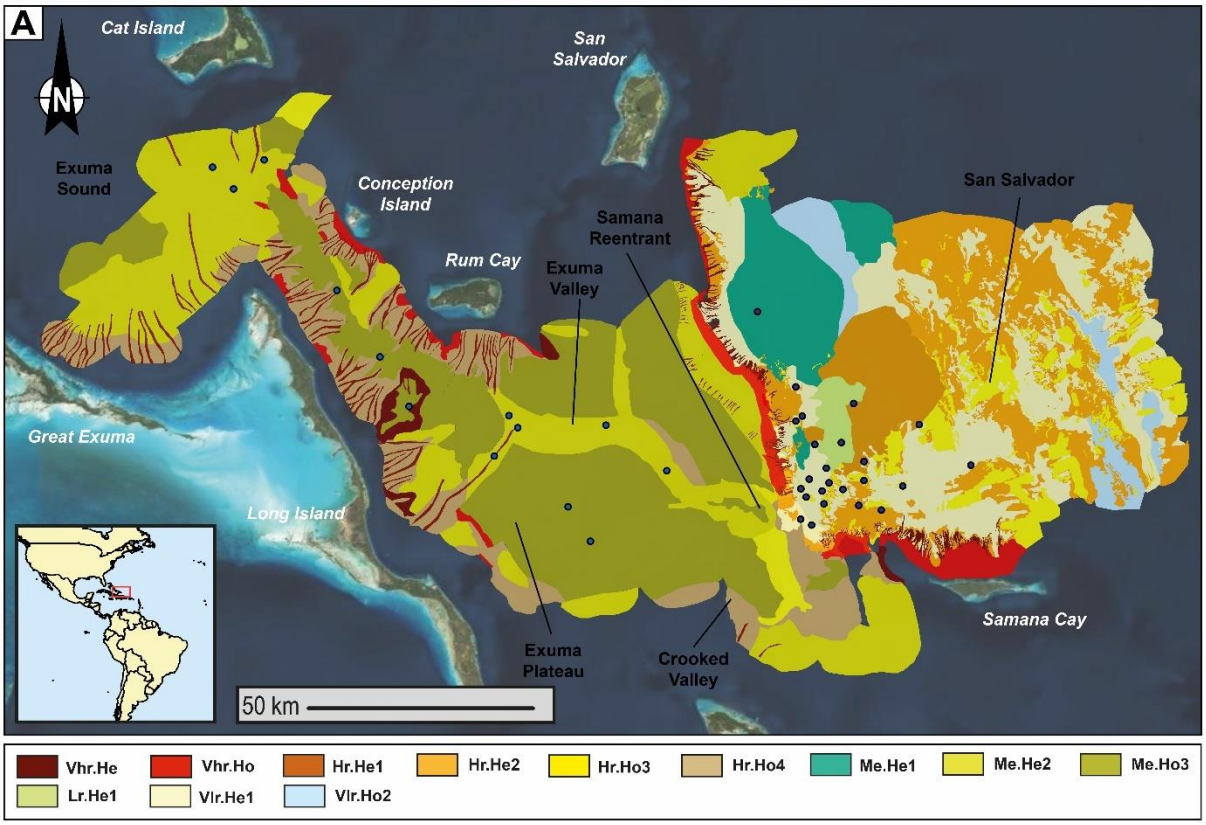


Figure 4.40. Carte des faciès de réflectivité du système d'Exuma - Salvador avec la localisation des carottes sédimentaires.

Les faciès de moyenne réflectivité sont au nombre de trois (Me.He1-Me.He2-Me.Ho3) (**Tableau 4.3**). Le faciès Me.He1 comprend des linéations N/S, est localisé au nord de la plaine abyssale de San Salvador. Il est interprété comme étant une alternance de débrites et de contourites. Le faciès Me.He2 comprend deux directions de linéations O/E et N/S. Ce faciès est situé presque sur l'ensemble du système allant du nord du *Blake Bahama Escarpment* à la partie proximale et distale d'Exuma vallée, parfois sur la pente d'Exuma et dans le bassin d'Exuma Sound. Me.Ho3 est un faciès qui est situé principalement sur le plateau d'Exuma et dans la partie moyenne de la vallée d'Exuma (**Figure 4.40**).

Le faciès de faible réflectivité (Lr.He1) forme des linéations O/E avec une longueur d'onde de 1000 m. Il est situé dans la partie proximale de la plaine abyssale de San Salvador.

Les faciès de très faible réflectivité sont au nombre de deux (Vlr.He1-Vlr.He2) (**Tableau 4.3**). Le faciès Vlr.He1 est un faciès hétérogène et est situé dans la partie distale de la plaine abyssale de San Salvador. Le faciès Vlr.He2 est un faciès hétérogène formant des patches de taille supérieure au kilomètre, allongés dans la direction N/S et est situé dans la partie distale de la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 4.40**).

4.9.6 - Les analyses de la sismique très haute résolution

Au sein de zone d'Exuma - Plaine abyssale de San Salvador, **8 échofaciès** ont été déterminés et classés en **6 catégories** : **1.** Faciès lités, **2.** Faciès diffus, **3.** Faciès transparent, **4.** Faciès hyperbolique, **5.** Faciès chaotique, **6.** Faciès combinés. La classification est basée sur les différences d'amplitudes, sur les structures ainsi que sur les géométries et permet de distinguer huit faciès. **I.1** Faciès lité forte amplitude, **II.1** Faciès diffus de forte amplitude, **III.1** Faciès transparent de forte à faible amplitude, **IV.1** Faciès hyperbolique, **V.1** Faciès chaotique, **VI.1** Faciès hyperbolique/drapé, **VI.2** Faciès hyperbolique/sourd, **VI.3** Faciès hyperbolique/lité (**Tableau 4.4**).

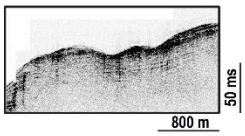
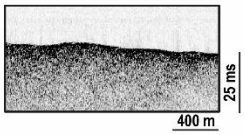
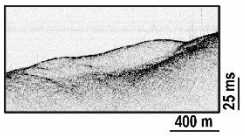
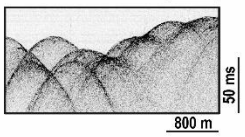
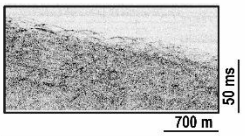
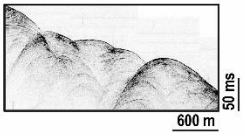
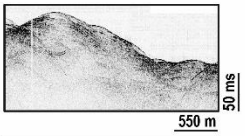
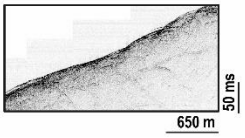
• Class	• Type	• Legend	• Chrip detail	• Description	• Location
I. Bedded	I.1.			Bottom echo: High amplitude, Internal reflectors: discontinuous and parallel, sub-parallel reflections to the sediment surface	Low slope angle location, distal part Exuma Sound, Exuma channel and plateau, few in San Salvador
II. Diffuse	II.1.			Diffuse high amplitude reflections	Low slope angle location, distal part of Exuma Channel and San Salvador
III. Transparent	III.1.			Bottom echo: High to low amplitude Internal reflectors: acoustically transparent limited at base by discontinuous reflector	Top of the Black Bahama Escarpment Some relics platform
IV. Hyperbolic	IV.1.			Bottom echo: Irregular overlapping hyperbolae with high amplitude, Sea floor high vertex elevation variation	San Salvador lobe
V. Chaotic	V.1.			Internal reflectors: acoustically chaotic, indistinct geometry of medium amplitude covering by undulated reflectors	North of San Salvador
VI. Combined	VI.1.			Bottom echo: Overlapping hyperbolae with high to low amplitude with discontinuous thin drape of layered reflectors with low to transparent amplitude	Exuma Sound: At the edge of channel low slope angle and northern part high slope angle Exuma Valley: Edge of channel
	VI.2.			Bottom echo: Overlapping hyperbolae low amplitude covered by deaf reflectors	All of the slope
	VI.3.			Bottom echo: Overlapping hyperbolae low amplitude covered by high to low amplitude bedded reflectors	Low slope angle Exuma channel and Plateau

Tableau 4.4. Classification des faciès de la sismique très haute résolution du fond marin. Cette classification présente cinq classes de faciès depuis les faciès *Bedded* à *Combined*.

Répartition des faciès de la sismique très haute résolution en fonction de leurs positions géographiques :

Les échofaciès lité de forte amplitude sont principalement présents dans les zones de faible pente comme sur le plateau d'Exuma, sur la partie distal d'Exuma Sound, dans le chenal d'Exuma ou sous la forme de patch dans la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 4.41**). Les échofaciès diffus sont principalement présents dans les parties distales du system. Comme en débouché de canyon parfois en pied d'escarpement ou dans les parties distales de la plaine abyssale de San Salvador. Les échofaciès transparent sont présents au sein de zone de très faible pente comme en sommet de plateforme relique et du *Blake Bahama Escarpment* mais aussi au sud du *drift* contouritique de la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 4.41**).

Les échofaciès hyperbolique sont eux uniquement présents au sein de la plaine abyssale du Salvador située sur le lobe distal. Les échofaciès chaotiques sont aussi uniquement présent au sein de la plaine abyssale de San Salvador (**Figure 4.41**). Ces faciès sont situés en pied d'escarpement au niveau du *drift* contouritique. Les échofaciès combinés hyperbolique/drapé sont présent au sein d'Exuma Sound et Exuma plateau chenal. Ces faciès sont souvent situés dans des zones, soit de pente soit de

forte activité gravitaire. Les échofaciès combinés hyperbolique/sourd sont présents sur l'ensemble des pentes du système allant d'Exuma Sound au *Blake Escarpement*. Les échofaciès combinés hyperbolique/lité sont présents au sein d'Exuma chenal et plateau dans des zones de moyenne à faible pente mais où l'activité gravitaire est probablement assez forte (**Figure 4.41**).

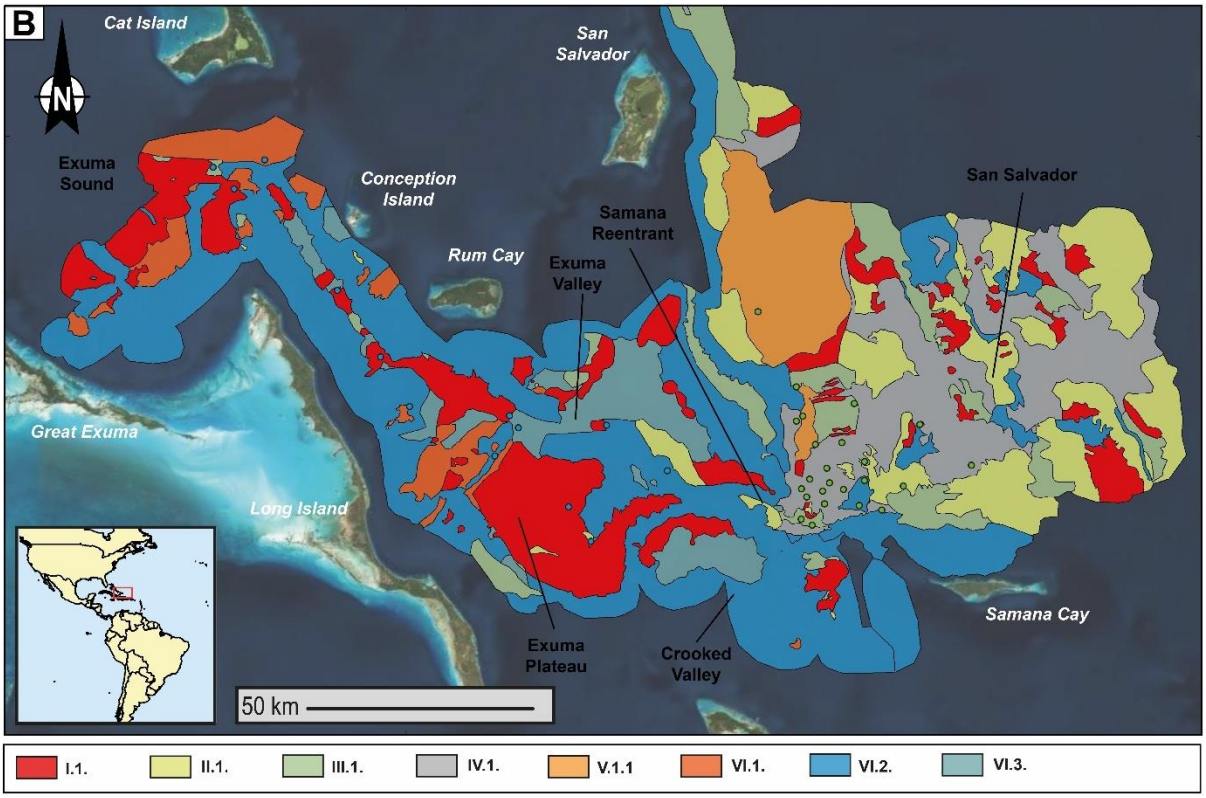


Figure 4.41. Carte des faciès de la sismique très haute résolution du système d'Exuma - Salvador avec la localisation des carottes sédimentaires.

4.9.7 - Interprétation des données de carottes sédimentaire, bathymétrique, de réflectivité et de sismique très haute résolution

L'analyse des données de carottes, de bathymétrie, de réflectivité et de sismique très haute résolution a permis de mettre en avant **25 faciès** depuis la zone proximale d'Exuma Sound à la partie distale de la plaine abyssale de San Salvador. Cette synthèse des données permet l'interprétation des processus sédimentaires et des faciès suivant l'environnement de dépôts et la morphologie du système (**Tableau 4.5 & 4.6**). Le but ultime de cette approche est de prédire les processus et les faciès. Le système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador présente des différences fondamentales entre les zones proximales, distales, mais aussi du nord vers le sud en termes de faciès et processus sédimentaires.

Afin de faciliter la compréhension de cette partie, deux tableaux ont été réalisés. Le premier est bâti suivant les différentes zones du système en attribuant des faciès suivants ceux de réflectivité, les échofaciès, l'angle de pente et les faciès sédimentaire (**Tableau 4.5**). Le but est de fournir une interprétation sédimentaire. Les différentes zones sont visibles sur là (**Figure 4.42**). Le second tableau (**Tableau 4.6**) est défini suivant les faciès du précédent tableau. Pour chaque faciès type, les images type bathymétriques, de réflectivité et d'échofaciès sont présentées.

Les plateformes reliques : sont caractérisées par un sommet plat (**Figure 4.42**) et des pentes importantes, > 20°. Les plateformes reliques montrent des très fortes réflectivités (Vhr.He et Vhr.Ho) en association avec des écho-faciès hyperboliques/sourds (VI.2) caractéristiques du faciès **1.** Les pentes de ces plateformes reliques sont très largement incisées par des chenaux droits fossiles qui étaient possiblement le siège d'écoulements gravitaires (**Tableau 4.5 & 4.6**).

Les pentes moyennes : sont caractérisées (**Figure 4.42**) par des angles d'environ 10° avec des très fortes à fortes réflectivités (Vhr.He et Hr.Ho4) en association systématique avec l'échofaciès hyperbolique/sourd (VI.2) caractéristique du faciès 2 (**Tableau 4.5 & 4.6**). Les pentes moyennes sont incisées par des chenaux de 100 à 200 m de profondeur qui sont le siège d'écoulements gravitaires correspondant aux processus *d'off-bank, de density cascading ou de debris flow*. Les pentes moyennes sont très probablement cimentées pour maintenir cet angle important.

Les pentes inférieures : présentent (**Figure 4.42**) des angles d'environ 3° avec des réflectivités très fortes à moyennes (Vhr.He et Me.He2) en association avec les échofaciès hyperboliques/drapés et hyperboliques sourds (VI.1 et VI.2) caractéristiques du faciès 3. Les pentes inférieures font le lien entre les pentes supérieures et le bassin *intra-shelf* d'Exuma Sound et le chenal d'Exuma (**Tableau 4.5 & 4.6**). Cette zone dite de transition affectée par des chenaux érosifs est le siège d'écoulements gravitaires.

Le bassin *intra-shelf* d'Exuma Sound : est caractérisé (**Figure 4.42**) par quatre faciès en regroupant les données de réflectivité et d'échofaciès, témoignant de la large gamme de faciès et de processus comme le montre le faciès 3 à 6 (**Tableau 4.5 & 4.6**). Le faciès 3 est de très forte à moyenne réflectivité (Vhr.He et Me.He2) en association avec les échofaciès hyperboliques/drapés et hyperboliques sourds (VI.1 et VI.2). L'analyse morpho bathymétrique nous montre qu'on y trouve une assez forte densité de chenaux et de dépôts en masse (**Tableau 4.5 & 4.6**). Les faciès 4 et 5 associent des faciès de moyenne réflectivité (Mo.Ho3 et Me.He2) et un faciès lité de forte amplitude (I.1). La différence entre les deux faciès est liée à l'homogénéité *versus* l'hétérogénéité de la réflectivité, témoignant d'une zone plus affectée par des écoulements gravitaires dans le second cas. Le faciès 6 est de moyenne réflectivité (Me.He2) en association avec un échofaciès hyperbolique/drapé (VI.1) avec des chenaux. Ce faciès témoigne d'une forte activité gravitaire.

Le chenal d'Exuma : est caractérisé (**Figure 4.42**) par six faciès qui sont composés de deux faciès issus de faciès de moyenne réflectivité et de quatre échofaciès (faciès 7/4/8/9/10/5) (**Tableau 4.5 & 4.6**). Les deux faciès de moyenne réflectivité sont l'un homogène, l'autre hétérogène (Me.Ho3 et Me.He2). Le faciès homogène est situé dans la partie amont du chenal (faciès 7/4/8), alors que le faciès hétérogène est en aval (faciès 9/10/5). La partie amont du chenal ne présente pas d'échofaciès dominant, mais une distribution erratique en patches avec les faciès (I.1, III.1, VI.2 et VI.3) (faciès 7/4/8). La partie aval présente une distribution plus homogène des faciès avec les faciès (VI.2 et VI.3) (faciès 9/10/5). La répartition des échofaciès de la partie amont en patches indique une large gamme de faciès et de processus issus de la proximité des plateformes et de leur important export.

Le plateau d'Exuma : est caractérisé (**Figure 4.42**) par sept faciès qui sont composés de trois faciès issus de faciès de très forte à moyenne réflectivité et de quatre échofaciès (faciès 11/4/12/7/6/9/10) (**Tableau 4.5 & 4.6**). La répartition des faciès de réflectivité montre une prédominance du faciès Me.Ho3 dans les zones de faibles pentes (faciès 4/12/7), alors que le faciès Me.He2 est localisé dans les zone de transit sédimentaire (faciès 6/9/10). Le faciès Hr.Ho4 est lui localisé sur les zones de plus fortes pentes (faciès 11). En ce qui concerne les échofaciès, la partie sud est dominée par les faciès (I.1 et VI.2) en association avec les faciès réflectifs (Me.Ho3) caractérisant les faciès 4 et 12. La partie nord est dominée par le faciès (VI.3) en association avec les faciès réflectifs (Me.Ho3 et Me.Ho2) caractérisant les faciès 7 et 10 avec des patches de faciès (I.1) en association avec le faciès (Me.Ho3) caractérisant le faciès 4. Le pourtour nord du plateau d'Exuma est caractérisé par le faciès (VI.2). Les échofaciès ne montrent pas de différenciation au niveau des zones de transfert comme nous le montrent les faciès issus de la réflectivité. Mais cette claire différence des échofaciès entre zone sud et nord montre que le régime sédimentaire est potentiellement différent entre les deux zones.

Le canyon : est caractérisé (**Figure 4.42**) par quatre faciès qui sont composés par quatre faciès réflectifs et trois échofaciès faciès 9/12/13 (**Tableau 4.5 & 4.6**). Les échofaciès des deux branches du canyon ne présentent pas de différences, avec uniquement l'échofaciès (VI.2), à la différence de la réflectivité qui montre une différence singulière entre les deux branches du canyon. Le canyon en aval

d'Exuma est caractérisé d'amont en aval par le faciès Me.He2 (faciès 9) puis par le faciès Me.Ho3 (faciès 12), alors que la branche du canyon provenant de Crooked Valley est composée du faciès Hr.Ho3 (faciès 13). Les faciès réflectifs nous montrent donc une différence de processus sédimentaires alors que les échofaciès ne sont pas discriminant.

Facies	Environment	Backscatter	Chirp	Slope (°)	Sedimentary core (NTG)	Interpretation
1	RELIC PLATFORM	Vhr.He - Vhr.Ho	VI.2.	>20°		Debris flow
2	MIDDLE SLOPE	Vhr.He - Hr.Ho4	VI.2.	Around 10°		Offbank, density cascading, debris flow
3	LOWER SLOPE	Vhr.He - Me.He2	VI.1. - VI.2.	Around 3°		Offbank, density cascading, debris flow
3	INTRA SHELF BASIN	Vhr.He - Me.He2	VI.1. - VI.2.	2° <		Offbank, density cascading, debris flow
4		Me.Ho3	I.1.	2° <		Density cascading to fall out
5		Me.He2	I.1.	2° <		Turbidity current
6		Me.He2	VI.1	2° <		Density cascading to fall out
7	CHANNEL	Me.Ho3	VI.3.	1°<		Gravity flow
4		Me.Ho3	I.1.	1°<	> 50%	Gravity flow
8		Me.Ho3	III.1.	1°<		Gravity flow
9		Me.He2	VI.2.	1°<	>50%	Gravity flow
10		Me.He2	VI.3.	1°<	0	Fall out
5		Me.He2	I.1.	1°<	>50%	Gravity flow
11	PLATEAU	Hr.Ho4	VI.2.	1°<	0	Pelagic
4		Me.Ho3	I.1.	1°<		Pelagic
12		Me.Ho3	VI.2.	1°<		Pelagic
7		Me.Ho3	VI.3.	1°<		Pelagic
6		Me.He2	VI.1.	1°<		Offbank, density cascading, debris flow
9		Me.He2	VI.2.	1°<		Offbank, density cascading, debris flow
10		Me.He2	VI.3.	1°<		Offbank, density cascading, debris flow
9	CANYON	Me.He2	VI.2.	1°<		Density cascading, debris flow
12		Me.Ho3	VI.2.	1°<	0	?
13		Hr.Ho3	VI.2	1°<		Density cascading, debris flow
14	BASIN	Vlr.He1	IV.1.	1°<	0 to 70	Pelagic, contour current, debris flow
15		Vlr.He1	II.1.	1°<	50%	Turbidity current
16		Vlr.He1	III.1.	1°<	40 to 60 %	Turbidity current
17		Hr.He1	III.1.	1°<	35%	Pelagic, contour current, debris flow
18		Hr.He1	IV.1.	1°<	25%	Pelagic, contour current, debris flow
19		Lr.He1	III.1.	1°<		Pelagic, contour current, debris flow
20		Lr.He1	IV.1.	1°<		Pelagic, contour current, debris flow
21		Hr.Ho3	II.1.	1°<		Pelagic and few turbiditic current
22		Hr.Ho3	IV.1.	1°<		Pelagic and few turbiditic current
23		Vlr.Ho2	II.1.	1°<		Turbiditic current and pelagic
24		Vlr.Ho2	V.1.	1°<		Contour current debris flow and pelagic
25		Me.He1	V.1.	1°<		Contour current and debris flow

Tableau 4.5. Classification des faciès provenant des différents jeux de données (bathymétrique, réflectivité, sismique très haute résolution, pente et des carottes sédimentaires).

La plaine abyssale de San Salvador : est caractérisée (**Figure 4.42**) par douze faciès (faciès 14 à 25) (**Tableau 4.5 & 4.6**). A la différence des zones décrites précédemment, les faciès réflectifs sont principalement de moyenne à très faible réflectivité. L'association de la réflectivité des échofaciès et de la bathymétrie nous renseigne bien sur la répartition des faciès et processus présents. Les faciès hétérogènes de très faible réflectivité (Vlr.He1) sont majoritaires au sein du système et sont principalement présents en pied d'escarpement et depuis l'embouchure du canyon jusqu'aux zones distales. Cela indique que ce faciès est représentatif des zones ayant une importante activité gravitaire. Le faciès 14 associe (Vlr.He1) et (IV.1) au débouché du canyon, dans le Samana channel et sur la bordure externe du lobe. Ces lieux sont le siège d'écoulements gravitaires de forte densité. Le faciès 15 qui associe (Vle.He1) et (II.1) est principalement présent au sein de la zone proximale du chenal. Pour finir, le faciès 16 associe (Vlr.He1) et (III.1) et est principalement présent au débouché du canyon et dans les zones distales du chenal. Le faciès de forte réflectivité hétérogène (Hr.He1) est majoritairement présent sur la partie centrale du lobe avec plusieurs direction de linéation et de dunes hydrauliques. Le faciès 17 associe (Hr.He1) et (III.1) sur la bordure ouest du lobe. Le faciès 18 associe (Hr.He1) et (IV.1) et est localisé sur la partie centrale du lobe. Le faciès de faible réflectivité (Lr.He1) est sur la bordure

occidentale externe du lobe. Le faciès 19 associe (Lr.He1) avec (III.1) alors que le faciès 20 est en association avec (IV.1). Les faciès 19 et 20 sont probablement le résultat de l'interaction entre courant de contour et coulées de débris provenant du Blake Bahama Escarpment. Le faciès de forte réflectivité homogène (Hr.Ho3) est localisé sur les bordures externes du Samana Channel sous la forme de patches rythmiques depuis les zones proximales à distales. En ce qui concerne la répartition des faciès 21 et 22 mettant en association (Hr.Ho3) et (II.1 et IV.1), aucune distribution préférentielle n'est visible. Les deux faciès peuvent être interprétés comme de possibles levés.

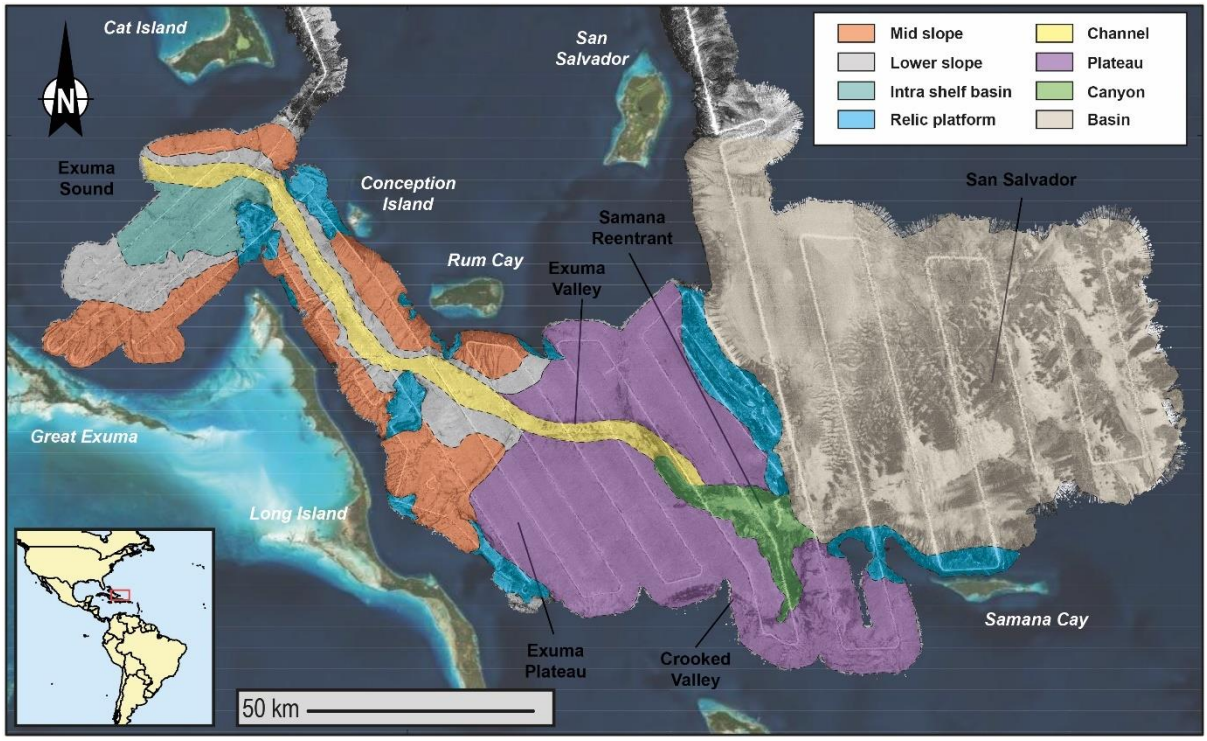


Figure 4.42. Carte des grands ensembles morphologiques qui sont reliés aux résultats de la réflectivité, de la sismique très haute résolution, des pentes et des carottes sédimentaires.

Le faciès de très faible réflectivité (Vlr.Ho2) est présent sur deux zones distinctes : la première est la partie distale du Samana Channel, souvent en base des crêtes de ride. La seconde est en lien direct avec le *drift* contouritique au nord. Le faciès 23 met en association (Vlr.Ho2) et (II.1) uniquement dans la partie distale du Samana Channel, alors que le faciès 24 met lui en association (Vlr.Ho2) et (V.1) uniquement proche du *drift* contouritique. Ce dernier faciès est le résultat de l'interaction en contourites et débrites, provoquant ce caractère chaotique. Le faciès 25 associe (Me.He1) et (V.1). Il est présent au niveau du *drift* contouritique au nord de la zone d'étude. Ce caractère hétérogène et chaotique est issu de la présence de débrites et de contourites.

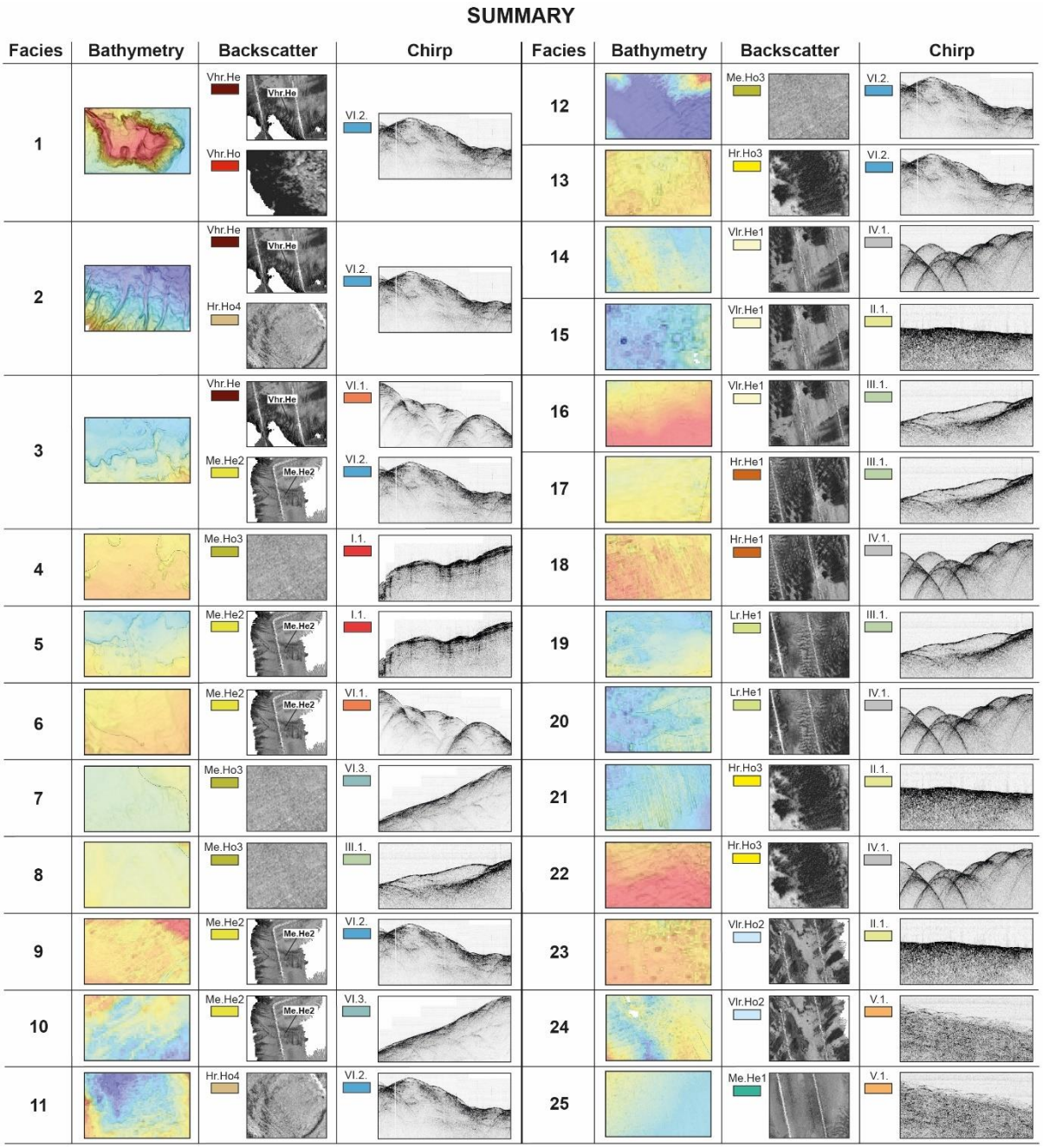


Tableau 4.6. Classification mettant en lien les figures des grands ensembles bathymétrique avec les faciès réflectifs et de sismiques très haute résolution.

4.9.8 - Synthèse des données - distribution faciologique et des processus sédimentaires du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador

Cette partie présente la synthèse de l'ensemble des résultats concernant la caractérisation morphologique et faciologique du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador. Une courte synthèse de chaque étape de travail est réalisée dans le but de mettre en avant les différents résultats / délivrables. Dans un second temps, la description détaillée de la carte de synthèse est réalisée.

1. Description des sous-étapes de l'étude portant sur la distribution faciologique du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador :

1. L'interprétation des descriptions des faciès sédimentaires des carottes des missions CARAMBAR 2 (Mulder, 2016) et BACAR (Ravenne et al., 1983). Nous avons réalisé une classification de 13 faciès sédimentaires en fonction de leurs granulométries et des processus sédimentaires (**Figure 4.32**).
2. La répartition spatiale des faciès au sein du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador sous la forme de pie chart (**Figure 4.33**).
3. La remise au propre et l'interprétation des données de $\delta^{18}O$ provenant de Droxler (1984) et de XRF de Schmitt (2013) dans le but de contraindre temporellement les événements gravitaires (**Figure 4.34**).
4. L'analyse des données bathymétriques dans le but de définir des ensembles morpho-bathymétrique. Lors de cet exercice, 14 ensembles ont été définis (**Figure 4.38**).
5. L'analyse des données de réflectivité du fond marin dans le but caractériser celui-ci *via* un jeu de donnée de réflectivité. Le système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador comporte 12 faciès (**Tableau 4.3**) qui sont répartis en 5 classes.
6. L'analyse des données de sismique très haute résolution dans le but de caractériser à très haute résolution la géométrie de pile sédimentaire peu profonde (< 100 m). Cet exercice a permis de définir 8 faciès qui sont classés en 6 classes (**Tableau 4.4**).
7. La combinaison de l'ensemble de ces résultats est réalisée sous la forme de deux tableaux : **1.** le premier tableau combine les résultats des grands ensembles morphologiques avec les faciès de réflectivité, de sismique très haute résolution, de pente, de répartition des pourcentages de sables et propose une interprétation concernant les processus sédimentaires (**Tableau 4.5**). **2.** le second met en lien les figures des grands ensembles bathymétriques avec les faciès réflectifs et de sismiques très haute résolution (**Tableau 4.6**). Les deux tableaux proposent au total 25 faciès.

2. Description de la carte de synthèse de la distribution faciologique et des processus sédimentaires du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador :

Dans le but de réaliser une carte de distribution faciologique et des processus sédimentaires de synthèse lisible du système d'Exuma - Plaine abyssale de San Salvador, une simplification a été faite via le merge de différents facies. La synthèse de ces résultats présente 4 faciès dominants allant de *mud prone* à *debrite-dominated*, des zones de *bypass*, de fort pourcentage de débrites et de *contouritic drift* (**Figure 4.43**). De plus les figures sédimentaires y sont reportées en incluant les *sediment waves,* les *cracks,* les *drifts* et les *slides/scars*. Sur cette carte nous avons reporté 3 types de *gullies* qui sont reliés aux processus de transfert. Il est important de noter qu'aucune différence morphologique entre les *gullies* qui sont reliés aux processus de *density cascading* et d'*autocyclic correction* n'est visible.

L'important ensemble de données couvrant le système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador révèle une importante variété de caractéristiques attestant de multiples processus sédimentaires se produisant le long de la pente et permettant le transport vers le chenal d'Exuma, le canyon et son exutoire distal, la plaine abyssale de San Salvador.

Le premier type de transport qui est traité ici est le *density cascading* incluant le *off-bank trans*port et le *tidal flushing qui ont* principalement lieux en période de *highstand*, quand la plateforme est ennoyée. Ce type d'export apporte du matériel non-squelettique depuis la plateforme interne et squelettique depuis la marge de la plateforme. Ce type d'écoulement est de faible ampleur et récurrent dans le temps. Ce processus sédimentaire peut générer les faciès gravitaires de type F4 à F12 (**Figure 4.32**). Le deuxième type de transport est issu de la correction autocyclique de la marge *(autocyclic correction).* Ce type d'évènement est le produit d'une suraccumulation de matériel sur la marge entrainant un effondrement de celle-ci. Ce type d'évènement a principalement lieu en période de haut niveau car c'est la période où la production est la plus importante et donc la plus propice à la génération de suraccumulation de matériel conduisant à son effondrement. Ces évènements sont de faible à moyenne ampleur et plus ou moins récurrent dans le temps. La récurrence est grandement dépendante du taux de production sur la plateforme. Plus importante est la production, plus rapide sera la recharge sédimentaire sur la marge et plus ce type d'évènement sera récurent. Ces écoulements peuvent générer les faciès gravitaires F1 à F12 (**Figure 4.32**). Le dernier type d'écoulement est de type *slide* qui a lieu principalement sur la pente. Ce dernier est de grand ampleur et assez rare dans le temps. Ce type d'évènement forme des débrites de fort volume dans le bassin. Les faciès issus de ces évènements sont F1 à F2 (**Figure 4.32**).

Le long des plateformes du système d'Exuma Sound des zones en bypass sont présentes et sont le siège d'écoulements gravitaires de trois types : *density cascading, autocyclic correction* et *slide* (**Figure 4.43**). Les écoulements gravitaires de type *density cascading, autocyclic correction* transitent par les *gullies* incisant la pente jusqu'à des profondeurs pouvant atteindre 200 m. En arrivant sur la pente inférieure et le bassin *intra-shelf* d'Exuma Sound, ces écoulements gravitaires se déposent principalement sous la forme d'une zone de *mass wasting deposits*. Cette zone est caractérisée par des faciès *sand to mud prone* et est affectée par des *cracks* (**Figure 4.43**). La connexion systématique des écoulements entre la zone d'étude situé à l'extrême Sud-Est d'Exuma Sound et le chenal d'Exuma n'est pas confirmée ou infirmée, mais il est très probable que les écoulements de grande ampleur comme provenant de correction autocyclic ou de *slide* peuvent atteindre le chenal d'Exuma.

Remarque : La partie d'Exuma Sound pente - bassin qui est étudiée dans ce travail est localisée à l'extrême Sud-Est du système et est probablement une zone de dépôt important de sédiments de type *sand to mud prone* résultant de l'export de type *density cascading* depuis la plateforme de Great Exuma et Long Island. Ces zones de Great Exuma et Long Island présentent à l'actuel des *shoals* oolithiques de grandes tailles et des deltas tidaux sur la marge de la plateforme qui sont répertoriés par Harris et al. (2015) comme des zones de *high energy grainstones* (**Figure 4.27.A**). Dans la partie plus interne de la plateforme, des zones de *grainstone* et de *mud poor packstone* sont aussi présentes (Harris et al., 2015) (**Figure 4.27.A**). Les courants de marée/tidaux empruntant les chenaux tidaux sur la plateforme sont sûrement la cause des exports de type *density cascading* incluant le *off-bank* transport et le *tidal flushing* au sein d'Exuma Sound. À l'actuel, cette zone de la plateforme du GBB est sous un maximum de 6 m d'eau d'après Harris et al. (2015) (**Figure 4.27.B**). Nous savons d'après la courbe du niveau marin de Miller et al. (2011) que la transgression holocène est l'une des plus importantes depuis la base du Quaternaire 2.58 Ma. Ceci indique que pendant le Quaternaire, la plateforme est ennoyée, moins de 10% du temps selon Busson (2018). Les événements gravitaires de type *density cascading* qui exportent du matériel squelettique et non-squelettique depuis la plateforme sont peu fréquente, mais avec une forte récurrence quand la plateforme est ennoyée. Cette remarque est aussi valable pour les évènements gravitaires qui sont reliés à la correction autocyclique de la marge de plateforme qui a probablement lieu quand les taux de production sont importants, quand elle est ennoyée.

A la jonction d'Exuma Sound et d'Exuma chenal - *valley*, deux plateformes reliques canalisent les écoulements gravitaires. Le chenal d'Exuma présente une importante proportion de sable comme en témoignent les carottes (**Figure 4.43**), ainsi que le travail de Le Goff et al. (2021). Il est principalement alimenté dans sa zone amont par les iles de *Rum Cay*, *Conception Island* et de la partie frangeante de

Long Island, comme en témoignent les zones en *bypass* en bordure de plateforme où de nombreux gullies incisent la pente. Au sein de ces gullies, des écoulements gravitaires de type *density cascading, autocyclic correction* et *slide* viennent alimenter le chenal d'Exuma.

D'amont en aval, cette morphologie très encaissée passe à une morphologie de plateau comme en témoignent les profils bathymétriques 4, 5, 7 (**Figure 4.35 & 4.38**). Le plateau d'Exuma a une morphologie plate avec très peu de chenaux, lui conférant des faciès principalement *mud-prone*. Cette zone de plateau n'est pas réellement une source de sédiment efficace pour le chenal d'Exuma qui l'incise.

Les écoulements gravitaires dans le chenal d'Exuma subissent un ressaut hydraulique en arrivant au canyon car une chute bathymétrique de 1000 m a lieu avec une pente de 45° formant une zone de non-dépôt (**Figure 4.43**). Au pied de cet escarpement qui est formé par une incision de la vallée dans la plateforme mésozoïque, deux *plunge pools* et *knickpoints* témoignent de ce ressaut hydraulique affectant les écoulements gravitaires. Le fond du *Crooked Canyon* montre des *sediment waves* alors que le canyon d'Exuma n'en présente pas. Ces *sediment waves* témoignent probablement de l'influence directe du courant profond WBUC au sein du *Crooked Canyon.*

À l'embouchure des deux canyons, les écoulements gravitaires aboutissent sur la plaine abyssale de San Salvador. Cette zone non confinée est affectée par de nombreux processus sédimentaires comme les effondrements provenant du *Blake Bahama Escarpment*, les écoulements gravitaires provenant des deux canyons et le courant profond WBUC (**Figure 4.43**). Ces multiples processus sédimentaires partitionnent faciologiquement la plaine abyssale de San Salvador.

En premier lieu, la plaine abyssale est bordée par le Blake Bahama Escarpment, de cet escarpement naissent de nombreux effondrements déposant des débrites retrouvées dans les carottes sédimentaires. Elles montrent des sédiments très grossiers mais aussi le faciès chaotique sur la sismique très haute résolution. Ces effondrements du *Blake Bahama Escarpment*, apportent donc une fraction grossière au système abyssal de San Salvador. En outre, la plaine abyssale de San Salvador est affectée par le courant profond du WBUC provenant du nord et en direction du sud (**Figure 4.43**). Ce courant de contour est particulièrement visible au nord de la plaine abyssale de San Salvador par un *drift* contouritique qui est remarquable sur la réflectivité qui montre un faciès unique à cet endroit (Me.He1) (**Figure 4.40**). Les analyses XRF des carottes sédimentaires montrent des apports de matériel terrigène probablement issu du WBUC (**Figure 4.34**).

Les écoulements gravitaires provenant des deux canyons sont particulièrement visibles le long du *Samana channel* car contenant une proportion sableuse importante avec des faciès très grossiers à fins correspondants au faciès F2 à F8 (**Figure 4.32**). Le reste de la plaine abyssale de San Salvador est répertorié comme un lobe présentant des faciès plus fins alternant avec des débrites issues d'effondrements du *Blake Bahama Escarpment*.

La plaine abyssale du San Salvador est affectée par des *sediment waves* ayant plusieurs directions témoignant de différentes origines comme le courant de contour WBUC mais aussi les écoulements gravitaires (**Figure 4.37.H, 4.38, 4.43**). Des *cracks* sont présents dans sa partie distale qui peut être une zone de canalisation du courant de contour et donc d'érosion préférentielle. Des chenaux sont aussi présents au sein du lobe témoignant de l'apport distal et énergétique des écoulements gravitaires. La question du potentiel de remobilisation du WBUC sur les sédiments présents dans ce système n'est pas élucidée mais il est très probable qu'une partie des sédiments fins soient remobilisée.

Remarque : On observe **1.** des pentes très importantes (> 10 °) sur l'ensemble des bordures des plateformes formant des escarpements de plusieurs centaines de mètres de haut où les sédiments transitent, **2.** la forme rectiligne Nord/Ouest - Sud/Est des marges et donc de leurs pentes, délimitant le domaine profond de la plateforme pour le système d'Exuma, **3.** le parallélisme du Blake Bahama Escarpment avec les marges d'Exuma forme un escarpement de 3000 m entre le domaine Atlantique et

Bahamien. Au vu de ces constatations, il est grandement envisageable que la morphologie, la sédimentologie des Bahamas soient contrôlée par l'héritage structural qui est issu de l'ouverture de l'Atlantique Nord au Trias/Jurassique. Les zones de plateformes peu profondes actuelles seraient en quelque sorte présentes sur les horsts hérités qui aggradent depuis le Jurassique en fonction de la production préservée sur la plateforme. Les systèmes profonds de TOTO et d'Exuma Sound seraient des grabens hérités où les sédiments *bypass* les failles normales et l'aggradation antérieure de la plateforme.

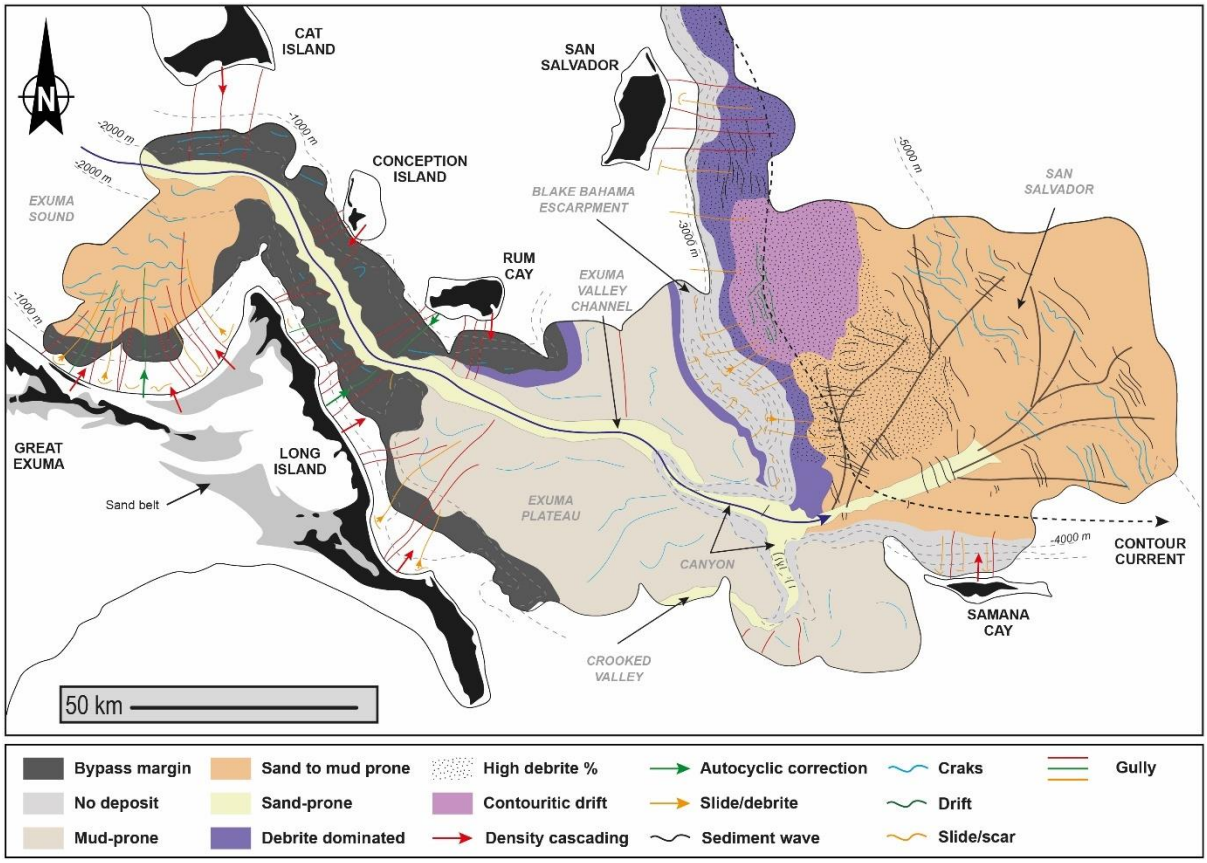


Figure 4.43. Synthèse morphologique, sédimentologique et des processus sédimentaires au sein du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador.

4.10 - Références bibliographiques du chapitre IV

A

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 current. Bulletin of the Geological Society of America 112 (6), 829–844.

Atkinson, L.P., Berger, T., Hamilton, P., Waddell, E., Leaman, K., Lee, T.N., (1995). Current meter observations in the Old Bahama Channel. Journal of Geophysical Research: Oceans, 100 (C5), p. 8555-8560.

Aurell, M., McNeill, D.F., Guyomard, T., & Kindler, P., (1995). Pleistocene Shallowing-Upward Sequences in New Providence, Bahamas: Signature of High-Frequency Sea-Level Fluctuations in Shallow Carbonate Platforms. Journal of Sedimentary Research, 65B (1b), 170–182.

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

Austin, J.A., Ewing, J.L., Ladd, J.W., Mullins, H.T., and Sheridan, R.E., (1988). Seismic stratigraphic implications of ODP Leg 101 site surveys. Proc. scientific results, ODP, Leg 101, Bahamas, 391-424.

B

Ball, M.M., Martin, R.G., Bock, W.D., Sylwester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D., Coward, E.L., Dodd, J.E., Gilbert, L., (1985). Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision zone. AAPG Bulletin, v. 69, no. 8, p. 1275-1294.

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, p. 5-80.

Bernet, K.H., Eberli, G.P., & Gilli, A., (2000). Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 166 (Ed. by P.K. Swart, G.P. Eberli, M.J. Malone & F.J. Sarg) College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 166, 45–60.

Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology 46 (6), 1127–1143.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G. P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: The combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology, 42(10), 871–874

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J.G., Braga, J.C., (2016). Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). The Depositional Record 2016 2 (2), 196–207.

Betzler, C., Eberli, P.E., (2019). Miocene start of modern carbonate platforms. Geology 2019; 47 (8): 771–775.

Bouma, A.H., (1962). Sedimentology of some flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, 168. Amsterdam: Elsevier.

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.

Budd, A. F., & Manfrino, C.M., (2001). Coral assemblages and reef environments in the Bahamas Drilling Project Cores. In Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70, 41–60.

Busson, J., (2018). Caracterisation et modelisation des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate, PhD, University of Bordeaux (300 pp.).

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology. 379.

C

Carew, J.L., Mylroie, J.E., (1997). Geology of the Bahamas, in Vacher, H.L., and Quinn, T.M., eds., Geology and hydrogeology of carbonate islands, Developments in Sedimentology, Elsevier, v. 54, p. 91-139

Cartwright, R.A., (1985). Provenance and sedimentology of carbonates turbidites from two deep-sea fans, Bahamas, Msc. Thesis, University of Miami.

Chabaud, L., Ducassou, E., Tournadour, E., Mulder, T., Reijmer, J. J. G., Conesa, G., Ross, L., (2016). Sedimentary processes determining the modern carbonate periplatform drift of Little Bahama Bank. Marine Geology, 378, 213–229.

Cloud, P.E., (1962). Environment of Calcium Carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. USGS Prof Paper 35:494.

Coles, S.L. and Jokiel, P.L., (1978). Synergistic effects of temperature, salinity and light on the hermatypic coral Montipora verrucosa. Marine Biology, 49, 187-195.

Correa, A.M.S., (2012). Environmental controls on cold-water coral mound distribution, morphology, and development in the Straits of Florida, PhD thesis, University of Miami, 195 p.

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, v. 326–328, p. 14-27.

Correa, T.B.S., Grasmueck, M., Eberli, G.P., Reed, J.K., Verwer, K., Purkis, S.A.M., (2012b). Variability of cold-water coral mounds in a high sediment input and tidal current regime, Straits of Florida. Sedimentology, v. 59, p. 1278-1304.

Crevello, P.D., & Schlager, W., (1980). Carbonate Debris Sheets and Turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journal of Sedimentary Research, Vol. 50 (4), 1121–1147.

D

Dale, A.J., (2013). Crustal type, tectonic origin, and petroleum potential of the Bahamas Carbonate Platform, Msc. Thesis, Faculty of the Department of Geology, University of Houston.

Dassé, C., (2020). Caractérisation d'un éventail turbiditique carbonaté, Msc. Thesis University of Bordeaux.

Denny, W.M., Austin, J.A., Buffler, R.T., (1994). Seismic stratigraphy and geologic history of Middle Cretaceous through Cenozoic rocks, southern Straits of Florida. AAPG Bulletin, v. 78, p. 461-487.

Droxler, A.W., (1984). Late quaternary glacial cycles in the Bahamian deep basins and in the adjacent Atlantic Ocean. Florida, Miami. Doctor of Philosophy: 134

E

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1987). Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. Geology, 15, 75–79.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1988). Aggrading and prograding infill of buried Cenozoic seaways, northwestern Great Bahama Bank, in Bally, A.W., Ed., Atlas of Seismic Stratigraphy, AAPG Studies in Geology, v. 2, p. 97-103.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1989). Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: Controls on Carbonate Platform and Basin Systems (Ed. by P.D. Crevello, J.A. Wilson, J.F. Read & F.J. Sarg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 44, 339–351.

Eberli, G.P., Kendall, C., Moore, P., Whittle, G., Cannon, R., (1994). Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. Aapg Bulletin - AAPG BULL. 78. 981-1004.

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli G.P., (2000). 16. The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results. Vol. 166.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kenter, J.A.M., McNeill, D.F., Melim, L.A., (2001). Calibration of Seismic Sequence Stratigraphy with Cores and Logs in Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kroon, D., Sato, T., Wright, J.D., (2002). The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. Marine Geology, 185, pp. 1-17.

Eberli, G.P., Anselmetti, F., Betzler, C., Van Konijnenburg, J.H., (2004). Carbonate platform to basin transitions on seismic data and in outcrops: Great Bahama Bank and the Maiella platform margin, Italy, in Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems, AAPG Memoir, p. 207-250.

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.

G

Ginsburg, R.N., Lloyd, R.M., McCallum, J.S., Stockman, K.W. and Moody, R.A., (1958). Surface sediments of Great Bahama Bank, Shell Development Company, Houston, Texas, USA.

Ginsburg, R.N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication 70.

Gonzalez, R., Eberli, G.P., (1997). Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet; Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. Sedimentology, v. 44, no. 6, p. 1015-1030.

Grammer, G.M., & Ginsburg, R.N., (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, 103(1–3), 125–136.

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, v. 33, p. 1-6.

Grasmueck, M., Eberli, G.P., Correa, T., Viggiano, D.A., Luo, J., Wyatt, G.J., Reed, J.K., Wright, A.E., Pomponi, S.A., (2007). AUV-Based Environmental Characterization of Deep-Water Coral Mounds in the Straits of Florida. Offshore Technology Conference, 30 April-3 May, Houston, 18510, p. 1-11.

H

Hardy, J., Henderson, K., (2003). Cold Front Variability in the Southern United States and the

Influence of Atmospheric Teleconnection Patterns. Phys. Geogr. 24, 120–137.

Harris, P.M., (1979). Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal, vol VII, Sedimenta. University of Miami, Miami, 163 pp.

Harris, P.M.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K., & Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62(2), 566–589.

Hine, A.C., Neumann, A.C., (1977). Shallow carbonate-bank-margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. AAPG Bulletin, 61 (3): 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.

I

Isern, A., Anselmetti, F.S., and Blum, P., (2004). A Neogene carbonate platform, slope and shelf edifice shaped by sea level and ocean currents, Marion Plateau (northeast Australia), in Eberli, G.P., et al., eds., Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 81, p. 291–307.

J

Jo, A., Eberli, G. P., & Grasmueck, M., (2015). Margin collapse and slope failure along southwestern Great Bahama Bank. Sedimentary Geology 317, 43–52.

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. Journal of Geophysical Research. Oceans, v. 104, no. C11, p. 25805-25820.

K

Kenter, J.A.M., (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology, 37(5), 777–794.

Kenter J.A.M., Ginsburg R.N., Troelstra S.R., (2001). Sea-Level-Driven sedimentation patterns on the slope and margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70.

Kievman, C.M., (1998). Match between late Pleistocene Great Bahama Bank and deep-sea oxygen isotope records of sea level. Geology 26 (7), 635–638.

Kindler, P., Hearty, P.J., (1996). Carbonate petrography as an indicator of climate and sea-level changes: new data from Bahamian Quaternary units. Sedimentology, v. 43, no. 2, p. 381-399.

L

Ladd, J.W., Sheridan, R.E., (1987). Seismic stratigraphy of the Bahamas. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V.71, N6 (June 1987), p 719-736.

Leaman, K.D., Vertes, P.S., Atkinson, L.P., Lee, T.N., Hamilton, P., Waddell, E., (1995). Transport, potential vorticity, and current/temperature structure across Northwest Providence and Santaren Channels and the Florida Current off Cay Sal Bank. Journal of Geophysical Research, v. 100, p. 8561-8569.

Le Goff, J., Recouvreur, A., Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Ducassou, E., Perellò, M.-C., Hanquiez, V., Gillet, H., Cavailhes, T. and Fabregas, N., (2021). Linking carbonate sediment transfer to seafloor morphology: Insights from Exuma Valley, the Bahamas. Sedimentology, 68: 609-638.

Lisiecki, L.E., & Raymo, M.E., (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1), 1–17.

M

Manfrino C., Ginsburg R.N., (2001). Pliocene to Pleistocene depositional history of the upper platform margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great

Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70.

Masaferro, J.L., and Eberli, G.P., (1999b). Jurassic-Cenozoic structural evolution of the southern Great Bahama Bank. In: Caribbean basins: sedimentary basins of the world (Ed P. Mann), (167-193 pp.).

Masaferro, J.L., Bulnes, M., Poblet, J., Eberli, G.P., (2002). Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren Anticline, Bahamas Foreland. Sedimentary Geology, v. 146, p. 11-24.

Mcneill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 101–136.

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.

Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., (1974). Bahamas salient of North America: tectonic framework, stratigraphy, and petroleum potential. AAPG Bulletin, v. 58, no. 6, p. 1201-1239.

Miller, K.G., G.S. Mountain, J.D. Wright, and J.V. Browning., (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24 (2), 40–53.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 117-133.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 53-62.

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.

Mulder, T., Ducassou, E., Eberli, G.P., Hanquiez, V., Gonthier, E., Kindler, P., Principaud, M., Fournier, F., Léonide, P., Billeaud, I., Marsset, B., Reijmer, J.J.G., Bondu, C., Joussiaume, R., Pakiades, M. (2012a). New insights into the morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank. Geology, v. 40, no. 7, p. 603-606.

Mulder, T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante.

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., (2017b). Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas). Marine and Petroleum Geology.

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., (2019). Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting, Marine Geology 407, pp. 316-333.

Mullins H.T., Neumann, A.C., (1979). Deep carbonate bank margin structure and sedimentation in the Northern Bahamas. SEPM special publication, 27, 165-192.

Mullins, H.T., Neumann, A.C., Wilber, R.J., Hine, A.C., Chinburg, S.J., (1980). Carbonate

Sediment Drifts in Northern Straits of Florida. AAPG Bulletin 64, 1701–1717.

Mullins H.T., Cook, H.E., (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, Sedimentary Geology; 48, 37-79.

Muthiga, N.A. and Szmant, A.M., (1987). The effect of salinity stress on the rates of aerobic respiration and photosynthesis in the hermatypic coral Siderastrea Siderea. Biol. Bull., 173, 539-551.

Mutti, E., (1992). Turbidite Sandstones. Agip Special publication, Milan, p. 275.

N

Neumann, G., Pierson, W.J., (1966). Principles of physical oceanography. Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 545 p.

P

Pindell, J., and Kennan, L., (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. GCSSEPM Foundation 21st Annual Research Conference Transactions, Petroleum Systems of Deep-Water Basins, 193–220.

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. Sed. Geol., 317, 27–42.

Principaud, M., (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Great Bahama Bank (GBB) Bahamas, thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

Principaud, M., Ponte, J.P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., (2017). Slope-to-basin stratigraphic evolution of the northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: interactions between downslope and bottom currents deposits. Basin Research 29 (6), 699–724.

Principaud, M., Mulder, T., Hanquiez, V., Ducassou, E., Eberli, G., Chabaud, L., Borgomano, J., (2018). Recent morphology and sedimentary processes along the western slope of Great Bahama Bank (Bahamas). Sedimentology 65 (6), 2088-2116.

Purdy, E.G., (1963). Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. The Journal of Geology, v. 71, p. 334-355.

Purkis, S.J., & Harris, P.M., (2016). The extent and patterns of sediment filling of accommodation space on Great Bahama Bank. Journal of Sedimentary Research, 86, 294–310.

Purkis, J.P., Harris, P.M., Cavalcante, G., (2019). Controls of depositional facies patterns on a modern carbonate platform: Insight from hydrodynamic modeling. The depositional record 5:421-437.

R

Rankey, E.C., Enos, P., Steffen, K., Druke, D., (2004). Lack of Impact of Hurricane Michelle on Tidal Flats, Andros Island, Bahamas: Integrated Remote Sensing and Field Observations. Journal of Sedimentary Research, v. 74, no. 5, p. 654-661.

Rankey, E.C., and Reeder, S.L., (2011). Holocene oolitic marine sand complexes of the Bahamas: Journal of Sedimentary Research, v. 81, p. 97–117.

Rankey, E.C., and Doolittle, D.F., (2012). Geomorphology of carbonate platform-marginal uppermost slopes: Insights from a Holocene analogue, Little Bahama Bank, Bahamas. Sedimentology, 59(7), 2146–2171.

Rankey, E.C., Reeder, S.L., (2012). Tidal Sands of the Bahamian Archipelago. In: Davis Jr., R., Dalrymple, R. (eds) Principles of Tidal Sedimentology. Springer, Dordrecht.

Ravenne, C., Le Quellec, P., Rabate, J., Euriat F., (1983). Projet B.A.C.A.R. Recherche de modèles de sédimentation pour les corps sédimentaires carbonatés profonds situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas Rapport IFP 31837.

Recouvreur, A., (2017). Analyse de la morphobathymétrie, des données acoustiques et

de la sismique Très Haute Résolution du canyon d'Exuma (Bahamas), Msc, University of Bordeaux.

Reeder, S.L., Rankey, E.C., (2008). Interactions Between Tidal Flows and Ooid Shoals, Northern Bahamas. Journal of Sedimentary Research, v. 78, no. 3, p. 175-186.

Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Bosscher, H., Beets, C.J. and McNeill, D.F., (1992). Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exuma Sound, Bahamas). Sedimentary Geology, 78, 171-179.

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.

Reijmer, J.JG., Mulder, T., Borgomano, J., (2015a). Carbonate slopes and gravity deposits. Sedimentary Geology 317 1–8.

Reijmer, J. J. G., Palmieri, P., Groen, R., & Floquet, M., (2015b). Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? Sedimentary Geology, 317, 53–70.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D., & Henderson, G.M., (2000). 6. Mineralogy and Sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward Margin of Great Bahama Bank. In Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), 2000 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 166.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., (2002). Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. Marine Geology 185 (1–2), 143–164.

Reuber, K.R., Pindell, J., Horn, B.W., (2016). Demerara Rise, offshore Suriname: Magma-rich segment of the Central Atlantic Ocean, and conjugate to the Bahamas hot spot. Interpretation, Vol. 4, No. 2 p.

Reuning, L., Reijmer, J.J.G., Betzler, C., (2002). Sedimentation cycles and their diagenesis on the slope of a Miocene carbonate ramp (Bahamas, ODP Leg 166). Marine Geology, v. 185, p. 121-142.

Richardson, W.S., Schmitz, W.J., Niiler, P.P., (1969). The velocity structure of the Florida Current from the Straits of Florida to Cape Fear, Deep-Sea Research, v. 16, p. 225-231.

Richardson, P.L., (1977). On the crossover between the Gulf Stream and the Western Boundary Undercurrent. Deep Sea Research 24, 139–159.

Roberts, H.H., Rouse, L.J Jr., Walker, N.D., Hudson, J.H., (1982). Cold-water stress in Florida Bay and northern Bahamas; a product of winter cold-air outbreaks. J Sed Petrol 52:145–155.

S

Sarg, J.Z., (1988). Carbonate sequence stratigraphy. In: Sea-Level Changes: An Integrated Approach (Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 42, 155-188.

Schlager, W., and Ginsburg, R.N., (1981). Bahama carbonate platforms: the deep and the past. In: M.B. Cita and W.B.F. Ryan (Editors), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. Mar. Geol., 44: 1-24.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W., (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research, B64, 270-281.

Schlager, W., & Purkis, S.J. (2013). Bucket structure in carbonate accumulations of the Maldive, Chagos, and Laccadive archipelagos. International Journal of Earth Sciences, 102, 2225–2238.

Schmitt, A., (2013). Etudes des processus de dépôt des marges carbonatées dans les Bahamas : Exemple du Petit Banc des Bahamas et de San Salvador. Msc, University of Bordeaux.

Schnyder J.S.D., Eberli G P., Kirby J. T., Fengyan S., Babak T., Thierry M., Emmanuelle D., Dierk H. & Wintersteller P., (2016). Tsunamis caused by submarine slope failures along western Great Bahama Bank. Nature, Scientific Reports volume 6.

Sealey, N.E., (1994). Bahamian Landscapes: an introduction to the physical geography of the Bahamas, in Publishing, M., ed., Nassau, Bahamas, p. 128.

Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Bryan, G.M., and Stoffa, P.L., (1981). Stratigraphy and structure of southern Blake Plateau, northern Florida Straits, and northern Bahama Platform from multichannel seismic reflection data. AAPG Bulletin, 65, 2571-2593.

Shore and Beach (1972). Surface water temperature and density – Atlantic Coast, North and South America. Shore Beach 40:37–43.

Smith, C.L., (1940). The Great Bahama Bank: Journal of Marine Research, v. 3, p. 147-189.

Smith, N.P., (1995). On Long-Term Net Flow over Great Bahama Bank. Journal of Physical Oceanography, v. 25, no. 4, p. 679-684.

Stanek K.P., Maresch W.V. & Pindell J.L., (2009). The géotectonic story of the northwestern branch of the Caribbean Arc: implications from structural and geochronological data of Cuba in James K.H., Lorente M.A. & Pindell J.L. The Origin and Evolution of the Caraibbean Plate Géological society.

Stow, D.A.V., and Shanmugam, G., (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedimentary Geology, 25, 23-42.

T

Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Etienne, S., (2017). Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. Marine Geology.

Traverse, A., Ginsburg, R.N., (1996). Marine Palynology Palynology of the surface sediments of Great Bahama Bank, as related to water movement and sedimentation. Marine Geology, v.4, no. 6, p. 417-459.

V

Vail, P.R., Mitchum, R.M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 1: overview. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 51-52.

Vahrenkamp, V.C., David, F., Duijndam, P., Newall, M., and Crevello, P., (2004). Growth architecture, faulting, and karstification of a middle Miocene carbonate platform, Luconia Province, offshore Sarawak, Malaysia, in Eberli, G.P., et al., eds., Seismic Imaging of Carbonate Reservoirs and Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 81, p. 329–350.

W

Walles, F.E., (1993). Tectonic and diagenetically induced seal failure within the south-western Great Bahamas Bank. Marine and Petroleum Geology, Volume 10, Issue 1, pp.14-28.

Wang, J., Mooers, C.N.K., (1997). Three-dimensional perspectives of the Florida Current: transport, potential vorticity, and related dynamical properties. Dynamics of Atmospheres and Oceans, v. 27, no. 1-4, p. 135-149.

Wilber, R.J., Milliman, J.D., & Halley, R.B., (1990). Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Great Bahama Bank: rapid progradation of a carbonate megabank. Geology.

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(8), 713–716.

Wilson, P.A., Roberts, H.H., (1995). Density cascading: off-shelf transport, evidence and implications, Bahama Banks. J Sed Res 65:45–56.

Winland, H.D., Matthews, R.K., (1974). Origin and significance of grapestone, Bahama Islands. Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, no. 3, p. 921-927.

Wunsch, M., Betzler, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Eberli, G.P., (2016). Sedimentary dynamics along carbonate slopes (Bahamas archipelago) .Sedimentology, 1365-309.

Wunsch, M., Betzler, C., Eberli, G.P., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., (2018). Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank. Sedimentary Geology 363, 96–117.

5. Paper 1: Carbonate platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins

Problématique

Cet article aborde plusieurs problématiques : **1.** La caractérisation de l'architecture stratigraphique à haute définition de la marge au vent du système d'Exuma Sound et de la plaine abyssale de San Salvador. **2.** L'établissement d'un lien entre la préservation sur la plateforme et l'export sur les pentes et bassins. **3.** La comparaison de l'architecture stratigraphique et des faciès de la marge au vent d'Exuma Sound avec celle de la marge sous le vent du GBB. **4.** La caractérisation des facteurs de contrôle responsables de ces différences.

Objectifs

- Réalisation d'une charte stratigraphique de l'ensemble des marqueurs des puits de la marge au vent, sous le vent et de la plateforme du GBB depuis la base du Tortonien, dans le but de mettre l'ensemble des séquences dans le même cadre stratigraphique.
- Calibration sismique - puits de la marge au vent d'Exuma Sound.
- Interprétation sismique de la marge au vent d'Exuma Sound et du Plateau d'Exuma et de la Plaine Abyssale de San Salvador.
- Comparaison des séquences et de l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent.
- Définir les facteurs de contrôle dominant impactant les faciès et l'architecture stratigraphique des deux marges.
- Proposer des principes stratigraphiques expliquant les différences de faciès et stratigraphique des marges au vent et sous le vent.

Organisation

5.1 - Synthèse de l'article I ____ 201

5.1.1 - Présentation des objectifs ... 201
5.1.2 - La méthodologie mise en place ... 201
5.1.3 - Les données ... 202
5.1.4 - Les résultats principaux ... 202
5.1.5 - Conclusions et perspectives ... 203

5.2 - Article I ____ 205

5.2.1 - Acknowledgments ... 205
5.2.2 - Abstract ... 205
5.2.3 - Introduction ... 206

5.2.4 - Regional setting 207
5.2.5 - Data and Methods 209
5.2.6 - Results 214
5.2.7 - Discussion 228
5.2.8 - Conclusions 236
5.3 - Références bibliographiques du chapitre V _____ 238

Chapitre V - Paper 1: Carbonate platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins

Ce chapitre fait référence à l'article 1 de la revue **Marine Geology**

5.1 - Synthèse de l'article I

Cet article s'intéresse à l'évolution stratigraphique du système **d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador depuis le Tortonien**. Ce travail portant sur l'évolution stratigraphique est possible grâce aux nouvelles données sismiques 2D à haute résolution du système Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador. Il présente également une comparaison entre les marges au vent (Exuma Sound) et sous le vent (Détroit de Floride) en **relation avec la production carbonatée** de la plateforme à très haute résolution stratigraphique depuis le Tortonien. La comparaison de l'architecture stratigraphique est discutée en relation avec des facteurs de contrôle prédominants (vent, variation du niveau marin, héritage topographique, courant de contour et processus tectoniques).

5.1.1 - Présentation des objectifs

Depuis le **Néogène supérieur**, le **système gravitaire** des Bahamas montre une importante activité. Le déchiffrage de l'architecture et des facteurs de contrôles ne font que très peu l'objet d'études à ce jour. Le bassin *intrashelf* au vent (windward) d'Exuma Sound a la particularité de présenter un héritage morphologique très marqué et pérenne dans le temps avec des séries *deep water* resédimentées riches en sable. Cette étude propose pour la première fois sur la zone des Bahamas une comparaison architecturale, stratigraphique et morphologique des marges au vent et sous le vent, avec l'interaction des facteurs de contrôles. Cet article a pour vocation de :

1. Démontrer l'existence de complexes chenaux-levées et de lobes turbiditiques à l'échelle sismique entre 1000 et 5000 m de profondeur et d'en faire leurs descriptions,

2. Étudier les architectures stratigraphiques de la transition plateforme-bassin et leurs facteurs de contrôle à l'aide des puits ODP (https://doi:10.2973/odp.proc.ir.101.1986) et de carottes peu profondes (https://doi.org/10.2110/pec.01.70),

3. Proposer et comparer la première hypothèse sur l'architecture stratigraphique et l'évolution morphologique des marges sous le vent et au vent et l'influence de leur position relative sur l'export et l'architecture.

5.1.2 - La méthodologie mise en place

L'étude de l'architecture stratigraphique et morphologique plateforme-bassin qui est décrite se base sur une étude multi échelles :

1. La caractérisation sédimentologique des faciès présents sur la plateforme ainsi que sur les deux pentes et bassins.

2. L'analyse des motifs d'empilement sédimentaire ainsi que les séquences stratigraphiques associées sur la plateforme, pentes et basins.

3. La caractérisation des séquences sismique pentes - bassins en lien stratigraphique avec la plateforme.

4. La détermination des facteurs de contrôle principaux et leur influence sur les deux marges.

5.1.3 - Les données

Les données intégrées dans cet article sont issues de multiples campagnes de sismique de forage. Les données de sismique 2D proviennent de la campagne CARAMBAR 2 dirigée par Mulder (2016). Le thème de cette mission est la compréhension des processus de resédimentation gravitaire sur une pente carbonatée et la mise en place des systèmes gravitaires carbonatés sur une marge au vent. L'objectif de cette mission est la reconnaissance de ce type de système dans son ensemble depuis la bordure de la plateforme carbonatée jusqu'au bassin profond. Pour cela, les données de sismique haute résolution couvrent une zone de 14 000 km^2 sur une grille de 1697 km. Dans cet article, nous avons également intégré des données de puits ODP et DSDP. Les puits ODP de la marge au vent sont issus de la mission ODP leg 101 (631, 632, 633) (Austin et al., 1986). Les données *ultra-deep water* dans la plaine abyssale de San Salvador (> 5000 m de profondeur d'eau) proviennent du puits DSDP 099 qui traverse les séries quaternaires jusqu'au Jurassique supérieur (Hollister et al., 1972). Les données de puits de la marge sous le vent sont issues de la mission ODP leg 166 (1003, 1004, 1005, 1006, 1007) (Eberli et al.,1997a). Les puits sur la plateforme (Unda et Clino) sont issus de la mission BDP de (Ginsburg, 2001). L'ensemble des puits ODP et BDP traversent les séries du Néogène supérieur.

La marge sous le vent a déjà été sujette à de nombreuses études portant sur l'analyse des séquences sismiques, des marqueurs et des faciès des puits (Eberli et al.,1997ab; Betzler et al., 1999; Ginsburg, 2001; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson, 2018; Wunsch et al., 2018; Busson et al., 2019).

5.1.4 - Les résultats principaux

L'analyse sismique révèle **quatorze faciès sismiques** regroupés en six classes (debrite à *fall-out*). De multiples géométries sédimentaires ont été identifiées et interprétées comme des géométries relatives à des faciès de débrite, de chenaux et de lobes présentes tant dans un système proximal confiné (< 2000 m de profondeur d'eau) que dans un système distal non confiné (> 4500 m de profondeur d'eau).

Les systèmes de **chenaux-levées** présentent des variations de largeur et d'épaisseurs, mais aussi de géométries allant de système fortement confiné à très faiblement confiné. Les **lobes** présentent également des variations de largeur et d'épaisseur allant du lobe élémentaire au complexe de lobe. Globalement, la géométrie, la forme et la taille des chenaux, des levées et des lobes sont du même ordre que celles observées dans les systèmes silicoclastiques.

La stratigraphie sismique en lien avec la calibration des puits révèle **six grandes unités** depuis le Jurassique (U1 à U6) sur l'ensemble de la zone Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador. Une approche très haute résolution dans le système d'Exuma Sound montre **huit sous-unités** sismiques depuis la base du Tortonien révélant différentes phases d'export et de remplissage du bassin. Au sein du système d'Exuma Sound, des cartes en isopaques et d'environnement de dépôts ont été générées pour chaque sous-unités, témoignant de remplissage différentiel et de géométries pente - bassin, variables dans le temps.

L'étude temporelle des modèles de dépôts de la marge au vent révèle également des variations. La connexion physique entre les sources et le système profond n'est pas pérenne dans le temps, passant de systèmes attachés (*slope apron*) à détachés (*base of slope apron*). Les systèmes détachés se caractérisent par une géométrie en *onlaps* successifs sur la paléo-pente, avec une pente inférieure en *bypass* et éventuellement en érosion.

L'évolution stratigraphique et morphologique des marges sous le vent et au vent a été réalisée par l'intégration des données sismique relative à la mission CARAMBAR 2, avec les données de puits BDP et ODP (leg 101 et 106) et *via* la synthèse de nombreuses études antérieurs.

Cette étude révèle un caractère dissymétrique multi-échelle des deux marges :

1. A l'échelle régionale : La marge sous le vent présente une géométrie en forte **progradation** : **13 km** depuis le Tortonien, alors que la marge au vent est potentiellement en forte **aggradation** avec une très faible progradation. La marge sous le vent est principalement un système attaché (*slope apron*), alors que la marge au vent est globalement détachée des sources avec un radier de bas de pente en *onlap*. Les angles de pentes deux marges ont une histoire différente : l'angle de la pente de la marge sous le vent est globalement faible, mais au cours du Pléistocène, l'angle moyen augmente largement passant de **4°** à **7°** avec des tronçons de la pente supérieure dépassant **45°**. L'angle de pente de la marge au vent est fort (> **10°**) et pérenne dans le temps.

2. A l'échelle de l'accumulation et du faciès, la marge sous le vent présente une sédimentation distale beaucoup plus importante que la marge au vent, avec des accumulations depuis le Tortonien 2 à 3 fois supérieures (700 m au maximum). Cette **sédimentation**, **2 à 3 fois supérieures**, est très boueuses. La teneur en grain dans les écoulements gravitaires est très importante dans le bassin au vent, avec des NTG pouvant atteindre 0,8.

3. A l'échelle temporelle, la comparaison de la morphologique, de l'accumulation et des faciès suivant deux intervalles de temps d'une même marge montre qu'ils peuvent différer largement.

Ces grandes différences entre les deux marges et un même système sont expliqués par cinq facteurs de contrôle majeurs : **1.** le rôle de la morphologie héritée, **2.** le rôle de la tectonique, **3.** le rôle du vent prédominant et des courants de marée, **4.** le rôle des courants de contour, **5.** le rôle des variations relatives du niveau marin.

Chaque facteur de contrôle à un rôle majeur sur l'architecture, la morphologie, l'empilement des faciès, ou parfois sur plusieurs composantes en même temps.

5.1.5 - Conclusions et perspectives

La sismique et les puits indiquent des morphologies et faciès distaux qui sont interprétés comme des chenaux sableux, levées et lobes dans des domaines bathymétriques profonds à très profonds. Ils sont très similaires en termes d'épaisseur et d'extension à ceux connue dans le domaine silicoclastique.

Le couplage de la stratigraphie des deux marges en corrélation avec la plateforme ainsi que la stratigraphie sismique ont mis en évidence sept unités communes corrélées par des limites de séquence régionales communes nommés de la base au sommet : **Se G** à **Se A**.

L'analyse morphologique des séquences des deux marges montre une importante dissymétrie pérenne dans le temps, avec globalement un système attaché aux sources sous le vent développant une géométrie de slope apron et un système détaché au vent développant quant-à-lui un système de base of slope apron. Le couplage des analyses sismiques, sédimentologiques et morphologiques permet de caractériser l'évolution des marges pour chacune des unités en réponse aux facteurs de contrôle et leurs impacts. Dans cette étude, cinq facteurs de contrôle dominants ont été déterminés, impactant à la fois la production carbonatée, les faciès, l'export, la resédimentation, la morphologie : **1.** les variations du niveau marin, **2.** le rôle de la morphologie hérité, **3.** la tectonique, **4.** le vent et les courants tidaux, **5.** les courant profonds.

Les variations du niveau marin ont de multiples impacts tant sur la fabrique carbonatée (taux de production, faciès et export associés) que sur la morphologie de la marge. Une augmentation de la fréquence des cycles et de leurs amplitudes à un impact sur la géométrie, la production et les faciès avec des systèmes plus riche en sable, plus progradant et une augmentation des angles de pente.

Le rôle de la morphologie héritée est majeur sur l'évolution de l'architecture et la dissymétrie qui est observée entre les deux marges. Une marge avec un fort angle de pente hérité sera plus sensible aux variations du niveau marin avec une plateforme plus sujette à l'aggradation et un système de bas de pente qui sera déconnecté des sources.

La tectonique a de multiples impacts dont quatre peuvent être cités. A large échelle, la tectonique peut impacter la circulation océanique et donc la production carbonatée. A échelle moyenne, la morphologie du système peut être impactée. A l'échelle du système, une importante activité sismique peut être le facteur déclenchement d'effondrements de marge à grande ou petite échelle.

Le vent et les courants tidaux impactent la distribution des faciès sur la plateforme et par conséquent impactent aussi les taux de resédimentation et les faciès associés. Une marge sous le vent présentera préférentiellement des faciès plus boueux qu'une marge au vent et des taux de resédimentation plus élevés. De plus une plus importante progradation est attendue pour une marge sous le vent.

Dans cette étude, les courants profonds impactent la marge sous le vent et ont un rôle prédominant sur la géométrie du système, l'accumulation sédimentaire et les faciès associés. Le lobe distal de la plaine abyssale de San Salvador est lui aussi influencé par des courants profonds pouvant déposer du sédiment ou être érosif. La quantification du pouvoir – d'érosion ou de dépôt de ces courants est une question très importante pour la compréhension architecturale des systèmes et pour la prédiction des dépôts associés.

Ce travail montre aussi que les classifications des systèmes carbonatés existantes, bien que très robustes, comme celle de McIlreath et James, (1978); Mullins et Cook, (1986); Playton et al. (2010), n'intègrent pas des facteurs majeurs comme la relation spatiale entre la source et la pente et les sédiments resédimentés, la nature de l'escarpement et la présence de courants de contour.

La compréhension des facteurs de contrôle sur la production carbonatée, l'export, la resédimentation et les morphologies qui sont associées à la réponse stratigraphique du système, semble être un axe de recherche de premier ordre. Mais il faut y associer la question des taux de production, de préservation et d'export depuis la plateforme, qui restent inconnus. La question de taux est pourtant principalement à relier aux différents facteurs de contrôles qui impactent le système dans son intégralité.

5.2 - Article I

Carbonate platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins

P. Polard Taine[1,2,3], J. Borgomano[2,4], T. Mulder[3], J. Kenter[1], S.J. Jorry[5]

1. TotalEnergies, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau cedex, France

2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement CEREGE - UM 34 Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, INRAE, OSU Institut Pythéas, BP80, 13545 Aix en Provence, CEDEX 04, France

3. Université de Bordeaux, CNRS UMR5805 EPOC, allée Geoffroy St Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

4. Carbonate Chair TotalEnergies - AMIDEX, Aix-Marseille University, TotalEnergies 64000 Pau, France

5. Univ Brest, CNRS, Ifremer, Geo-Ocean, F-29280 Plouzané, France

Corresponding author: Pierre Polard Taine: pierre.polard-taine@totalenergies.com

5.2.1 - Acknowledgments

The authors thank the captain and crew of the R/V l'Atalante for the high resolution 2D seismic data acquired during the 2017 Carambar 2 cruise https://doi.org/10.17600/16001500. They thank the TotalEnergies Carbonate Team members for their advice and comments as well as management for facilitating the logistical support during the thesis period.

This work is funded by the Carbonate Chair TOTALENERGIES-AMIDEX (Aix-Marseille University Initiative Excellence of J. Borgomano in the framework of a French government grant: P. Polard Taine's CIFRE PhD N°2019/1286.

5.2.2 - Abstract

Leeward versus windward margins along isolated carbonate platform margins reveal key differences in sedimentation patterns and morphological style. While this concept was discovered in the Bahamian Archipelago, observations were primarily focused on the leeward margins and slopes due to the lack of data for the windward margins. This paper investigates new seismic profiles off the windward Exuma Sound margin, which were carefully calibrated with biostratigraphic information across the margin to the slope and basin since the Tortonian.

Furthermore, this paper compares the Great Bahama Bank (GBB) leeward and windward margins in term of sediments, architecture, and their response to some controlling factors with an unique conceptual model illustrating their evolutions since the Tortonian. The Bahamian leeward margins generally have lower angle slope profiles, are mud-dominated with intercalations of thin turbidite packages resulting from sea level low stands, have smaller slope heights and a progradational geometry. The age equivalent windward Bahamian margins have higher slope heights and steeper slope angles, which are explained by the topographic inheritance resulting from the Atlantic break-up and the aggradation of the platform. The resulting steep slope profile shows sediment bypassing the slope and locks the geometry into an aggradational mode. Near the base of the slope, well developed channels and lobe-shaped calciturbidite packages are observed with a gross sedimentation rate averaging 25 m/Ma since the Tortonian. The sedimentary response of the windward margin to the eustatic sea level fall during the Pleistocene is characterized by an increase in turbidite deposition. These new observations on the windward margin allow for more accurate differentiation from the leeward margin system within the similar high-resolution stratigraphic interval. While contour currents – and deposits

– modify leeward slope, near the transition to basin, they do not fundamentally change the basic response to eustacy on both slope types. The new data set sheds a light on the windward Bahamian margins and completes the knowledge basis contrasting windward and leeward slope systems.

Keywords: Bahamas, Exuma Sound, Seismic Stratigraphy, Leeward versus Windward, Calciturbidites, Turbidites, Contourites.

5.2.3 - Introduction

The Great Bahama Bank (GBB) is the largest shallow-water platform of the Bahamas Archipelago and one of the most studied modern tropical marine carbonate systems worldwide (**Figure 5.1**). The leeward platform-to-basin stratigraphic evolution, general anatomy, platform progradation, facies and sedimentation processes have been well documented in numerous publications (e.g., Mullins & Neumann, 1979; Schlager & Chermak, 1979; Austin et al., 1986; Eberli & Ginsburg, 1987, 1989; Eberli et al., 1997a; Kenter et al., 2001; Mulder, 2010; Principaud et al., 2017; Busson et al., 2019). The leeward western slopes show a remarkable progradation of more than 25 km into the Straits of Florida since the Miocene (Eberli and Ginsburg, 1989). In contrast, the Exuma Sound platform margin has received relatively minor attention except for the drilling of ODP Leg 101 (Austin et al., 1986). This article presents interpretations of new seismic data (Mulder, 2016) on the windward margins of the GBB (**Figure 5.1**) and a comparison between the leeward and windward margins during the Upper Neogene to Quaternary.

Previous work reveals that windward slopes have generally higher depositional angles than their leeward counterparts (e.g., Hine and Neumann, 1977; Mullins and Neumann, 1979). The leeward margins are dominated by depositional processes (e.g., Mullins and Neumann, 1979) whereas the windward margins correspond to by-pass and erosional slopes (Mullins and Lynts, 1977; Schlager and Ginsburg, 1981; Sheridan et al., 1981). Furthermore, according to Boardmann (1978), Schlager and Chermak (1979), the contrast between the windward and leeward margins in the case of the Bahamas is more pronounced on the upper slopes while their lower slopes are more comparable with similar sediment supply and dispersion for the windward and leeward margins (Rendle and Reijmer, 2002, 2005).

Understanding the relationships between these two platform margins of a unique shallow marine carbonate platform and the deeper marine slope and basin is still an important scientific challenge. How the carbonate sediment production and export responding to sea level, changes and hydrodynamics are contributing to the construction of the two margins is an important question in the actual context of climate and eustatic changes (Kendall and Schlager, 1981; Folland et al., 1997; Van Woesik and Cacciapaglia, 2018; Hallenberger et al., 2022). The interplay between the significant climatic global changes and local geodynamic and oceanographic conditions is also critical in this context (e.g., Reijmer et al., 2015). Given the weak and punctuated records of environmental changes on shallow marine carbonate platforms (Borgomano et al., 2020), deeper water resedimented carbonates can be considered as unique sedimentary archives of the environmental changes and conditions on the carbonate platform (Jorry et al., 2020). The prevailing wind direction was earlier identified (Mullins, 1983) as a major controlling factor of the carbonate sediment distribution on the platform, with fine sediment fractions located in protected areas along leeward margin, and the quantity and nature of exported sediment onto the leeward and windward slopes (see also Reijmer et al., 2009; Harris et al., 2015). It is well accepted that the sedimentary processes operating in shallow-water along the margin control sediment export mechanisms towards the slope and the resedimentation into the basin (Playton et al., 2010).

This study focused on the high-resolution stratigraphic and sedimentary architecture of the windward margin and slope since the Tortonian with the support of recently acquired 2D seismic data and existing ODP Leg 101 wells and proposes a comparison with the well-documented leeward slopes

along the western side of the Great Bahama Bank. The main objective of this study is to characterize the stratigraphic and sedimentary evolution of the leeward and windward margins and adjacent slopes and basin from the Tortonian to present day. It is also to propose an interpretation the dominant controlling factors of this carbonate system in the light of the new stratigraphic correlation between the two margins and the analysis of the resedimented base-slope deposits imaged by the new seismic. To support this approach, an exhaustive stratigraphic synthesis leading to a regional stratigraphic correlation between the GBB platform and adjacent margins since the Tortonian.

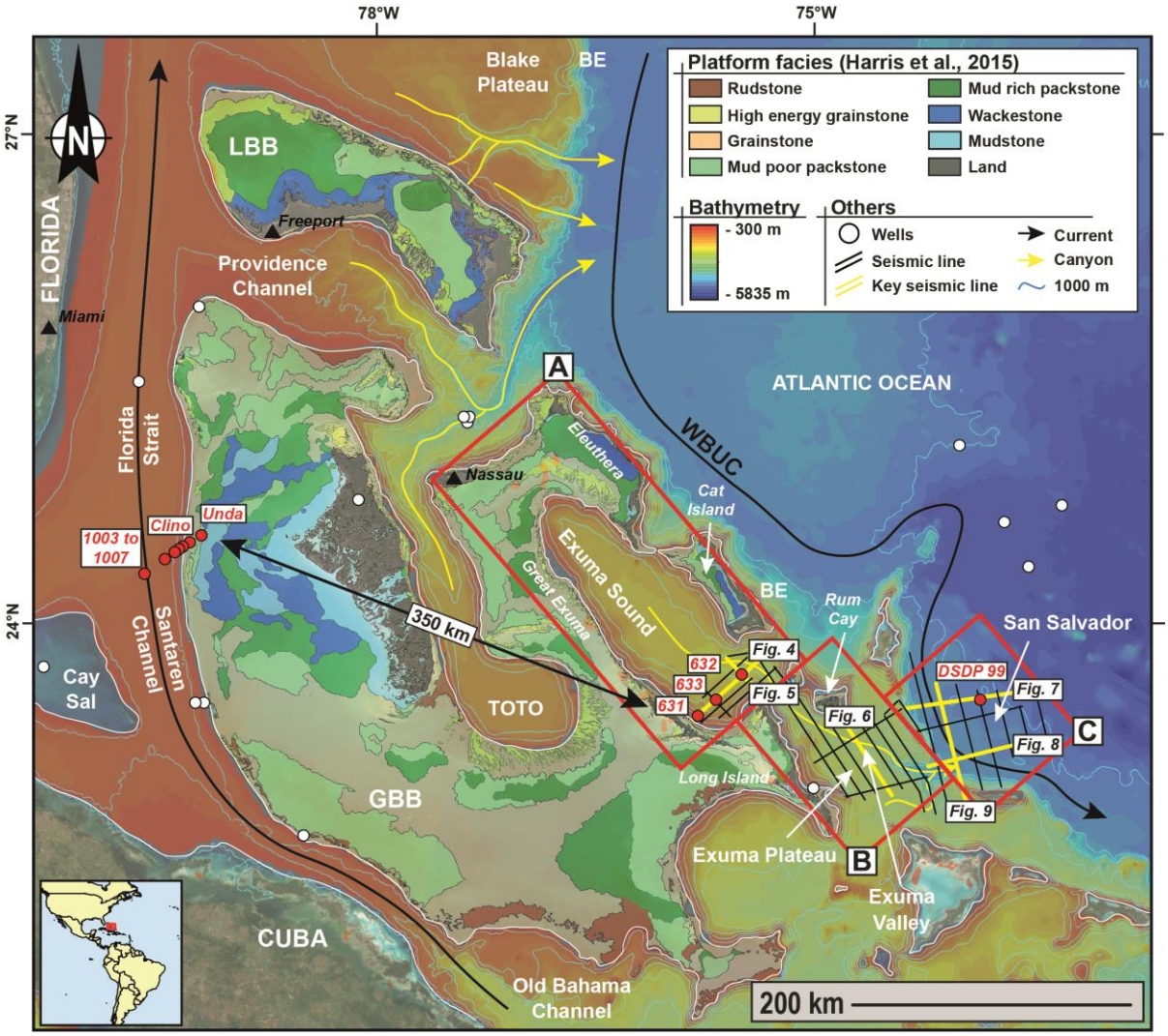


Figure 5.1. Exuma - San Salvador System study area subdivided in three subareas: (A) Exuma Sound, (B) Exuma Plateau-Valley, (C) San Salvador. Black and yellow lines illustrate the high resolution 2D seismic data acquired during the Carambar 2 cruise (Mulder, 2016). Bathymetrical map is coming from GEBCO. Actual platform facies distribution of the Bahamas is from Harris et al. (2015). Well using in this study are indicated in red the wells 626-631-632-633 come from the ODP Leg 101 (Austin et al., 1986), wells 1003-1007 come from ODP Leg 166 (Eberli et al., 1997a) and wells Unda and Clino come from the BDP campaign (Ginsburg, 2001). BE, Blake Escarpment; GBB, Great Bahama Bank; LBB, Little Bahama Bank; TOTO, Tongue of the Ocean, WBUC, Western Boundary Under Current.

5.2.4 - Regional setting

The Bahamian platforms form a marine sedimentary system exclusively composed of carbonate sediments and rocks. The Bahamian archipelago is located on the western margin of the Atlantic Ocean, covering more than 300 000 km^2 and bounded by the Blake Bahama Escarpment (BBE) to the east, the Old Bahama Channel to the south and the Florida Strait to the west (**Figure 5.1**)

(Recouvreur et al., 2021). This archipelago includes more than 700 islands encroached upon two large carbonate platforms, the Great Bahama Bank (GBB) and Little Bahama Bank (LBB) which are separated by the Providence Channel (**Figure 5.1**). The GBB is incised by two 320 km and 330 km long intrashelf basins, called respectively Tongue of the Ocean (TOTO) and Exuma Sound (ES), the mouths of which connect to the Atlantic Ocean and extend to the toe of the BE at 5000 m water depth (**Figure 5.1**).

Two different ocean current systems influence and modify the GBB margins and slopes. The Florida Current is coming out of the Gulf of Mexico, swinging west of the GBB and merging with the Gulf Stream. The Florida Strait reaches a maximum depth around 900 m and the surface velocities of the Florida Current accelerate from 180 cm/s in the Southern Florida Straits to up to 200 cm/s in the Northern Florida Straits (Wang and Mooers 1997). The Western Boundary Under Current (WBUC) is a 1000 to 5000 m deep current flowing along the BBE (**Figure 5.1**). This configuration corresponds to the deepest part of the North Atlantic Deep Water (NADW) (Meinen et al., 2004). The Exuma Sound – San Salvador system extending over 40,000 km^2 is subdivided into three areas: **(A)** Exuma Sound in the northwest, defined as the area bounded by carbonate banks, with a maximum water depth of 2200 m, **(B)** The Exuma Plateau-Valley, also bounded by carbonate banks in the north and west and by the Bahamas escarpment (BE) and **(C)** San Salvador Abyssal Plain, at the base of (BE) (Mulder et al., 2019) (**Figure 5.1**).

Slope systems along the LBB and GBB have been documented in different locations. The northern slope of LBB has been defined as an accretionary carbonate slope (Schlager and Ginsburg, 1981, Tournadour et al., 2015) and prograded northward since the early Miocene (Harwood and Towers, 1988).

The GBB leeward margin is characterized aggradational processes during the Lower Neogene period, which involved the vertical accumulation of the shelf edge along a gently dipping slope. During the Middle Miocene, the platform exhibited a more prograding pattern, with a steep end-member slope and a large sedimentary apron (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989). However, the Late Pliocene and Quaternary periods showed a significant shift from a steepened ramp towards a flat-topped platform (Eberli & Ginsburg, 1987, 1989).

The windward margin of the Exuma Sound system is characterized by the development of bypass and/or erosional slopes (Schlager and Ginsburg, 1981; Schlager and Camber, 1986). Additionally, the Exuma Sound system exhibits slope apron fans at the toe-of-slope (Schlager and Chermak, 1979; Crevello and Schlager, 1980) and basin floors peri-platform ooze dominated sediment. Crevello & Schlager (1980) described three individual carbonate gravity deposits in Exuma Sound with high variation in carbonate volumes between them and debrites, mud and grain flow deposits, and turbidites with classical Bouma sequences have been described (Ravenne et al., 1983; Droxler et al., 1988; Kuhn & Meischner; 1988; Reijmer et al., 1988, 2012, 2015a-b; Mulder et al., 2019; Le Goff et al., 2020, 2021). Geological inheritage had major implications on physical relationships between platform and slope morphology, constraining stratigraphic architecture (Mcllreath & James, 1978; Kenter, 1990; Playton et al., 2010). Reverse correlations in grain-size distribution patterns are observed in two systems in response to environmental changes (glacial-interglacial). The leeward margin shows finer sediments during interglacials and coarser sediments during glacials. Conversely, the windward margin exhibits coarser sediments during interglacials and finer deposits during glacials. Different sediment processes, such as productivity-export and mass transport, control these patterns (Rendle & Reijmer, 2005).

1. Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary Sequence Stratigraphic Evolution

Five stratigraphic sequences are defined for the GBB, based on the extensive data collected on the leeward margin, consisting mainly of seismic and wells from ODP Leg 166 and Bahamas Drilling

Project (BDP, Clino and Unda), (e.g., Eberli and Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997a-b, 2000). These five sequences are summarized below (**Figure. 5.2**).

1. Base Tortonian (11.6 Ma) - Miocene/Pliocene boundary (~ 5.3 Ma): Leeward, progradation and continuous-strike accreting slope over the GBB was interpreted by Eberli & Ginsburg. (1987) with a vertical stacking of calciturbidites during high-frequency highstand - lowstand conditions. The formation of sheeted drifts and the development of a moat suggests that bottom current flow began in the Santaren Channel at 12.3 Ma (Paulat et al., 2019). Moreover, Paulat et al. (2019) shows that the narrowing and steepening of the moat flanks, coupled with the pronounced upslope migration of the moat, indicate that bottom currents experienced a sustained acceleration until around 5.5 Ma. This acceleration was associated with a transformation into mounded elongated drifts. The Messinian - Pliocene boundary (~ 5.3 Ma) corresponds to a long duration of platform subaerial exposure which created leeward dissolution and erosional truncation (Kenter et al., 2001). Betzler et al. (1999) and Anselmetti et al. (2000) report gullied slope formed during a sea-level lowstand. A sedimentary hiatus of approximately 1.2 Ma is reported by Eberli et al. (1997b) associated with a sharp decrease in sediment export from the platform (Principaud et al., 2017).

2. The early Pliocene (5.3 - 3.6 Ma): A major sea-level rise and a platform flooding forced eastward backstepping of the shallow-water platform (Kenter et al., 2001). Leeward filling of upper slope paleo incised valleys and gullies with hemipelagic chalk has been reported (Principaud et al., 2017). Between 5.5 and 3.1 million years, the intensity of bottom currents in the area likely reached its peak, which might have been the consequence of the closure of the Central American Seaway (CAS) (Paulat et al., 2019).

3. Late Pliocene (3.6 - 2.58 Ma): On the leeward margin the platform progrades during highstand periods with sediments composed of micropeloidal facies with a notable increase in the occurrence of pellets and aragonite needles (Eberli et al., 1997b; Betzler et al., 1999). Large collapses affect the slope and formed MTCs interbedded into contourites (Principaud et al., 2017).

4. Early Pleistocene (2.58 - 1.7 Ma): The leeward, platform margin progradation consists of thick regressive packages (Busson et al., 2019) associated to a clear upwards evolution of the facies from peloidal grainstones and packstones to coral reefs (Eberli et al., 1997).

5. Middle Late Pleistocene (1.7 - 0 Ma): The leeward platform progradation evolves gradually from a low angle ramp profile to a steeper platform margin profile (Betzler et al., 1999). Due to the high amplitudes eustatic cycles, the platform was affected by alternating subaerial exposures and flooding periods.

5.2.5 - Data and Methods

The data for this study are rather sparse and composed of two, geographically specific, datasets. The first dataset is present within the Exuma Sound/San Salvador system, which we call the windward margin. The second dataset is located on the western margin of the GBB which we call the leeward margin. Due to the lack of data in the Tongue of the Ocean, a geographic gap of around 350 km is present (**Figure 5.1**).

1. Well Data

The ODP Leg 101 wells 631, 632 and 633 were drilled on the lower slope and basin of the windward margin in Exuma Sound and collected cores covering approximately 250 m long interval of Upper Neogene to Quaternary carbonate sediments (Austin et al., 1986) (**Figure 5.1 & 5.2**). A full set of wireline logs and sonic velocity surveys are available for wells 631, 632 and 633. The San Salvador deep sea fan system was drilled by DSDP 099 and cored Jurassic to Quaternary sequences (Hollister et al., 1972) (**Figure 5.1**). The wells Clino and Unda, drilled respectively on the slope and platform edge

of the leeward margin (BDP) (Ginsburg, 2001), retrieved 500 m long interval of Upper Neogene to Quaternary carbonate sediments (**Figure 5.1 & 5.2**). ODP Leg 166 including wells 1005, 1004, 1003 and 1007 penetrated the adjacent distal slope, while the well 1006 drilled the basin of the leeward margin (Eberli et al., 1997a) with Upper-Middle Neogene to Quaternary sequences (**Figure 5.1**).

Chronostratigraphic data

Until now, no regional chronostratigraphic synthesis at the scale of the Great Bahama Bank (GBB) has been established (**Table 5.1**). It is important to note that we did not carry out new biostratigraphic analyses and dating of the cored sections. The chronostratigraphy of ODP leg 101 wells 631, 632, and 633 on the windward slope and basin is based on planktonic foraminifera, nannofossils, aragonite content variations, and planktonic oxygen isotopes described in the leg 101 report (Austin et al., 1986, 1988) (**Figure 5.2**). Another high-resolution stratigraphy approach was proposed by Reijmer et al. (2012) for the distal site 632, using compositional variations in calciturbidites and calcidebrites from the last MIS 23. For DSDP 099 on the San Salvador abyssal plain, the chronostratigraphy relies on foraminifera, nannoplankton, and dinoflagellates analyzed by Hollister et al. (1972).

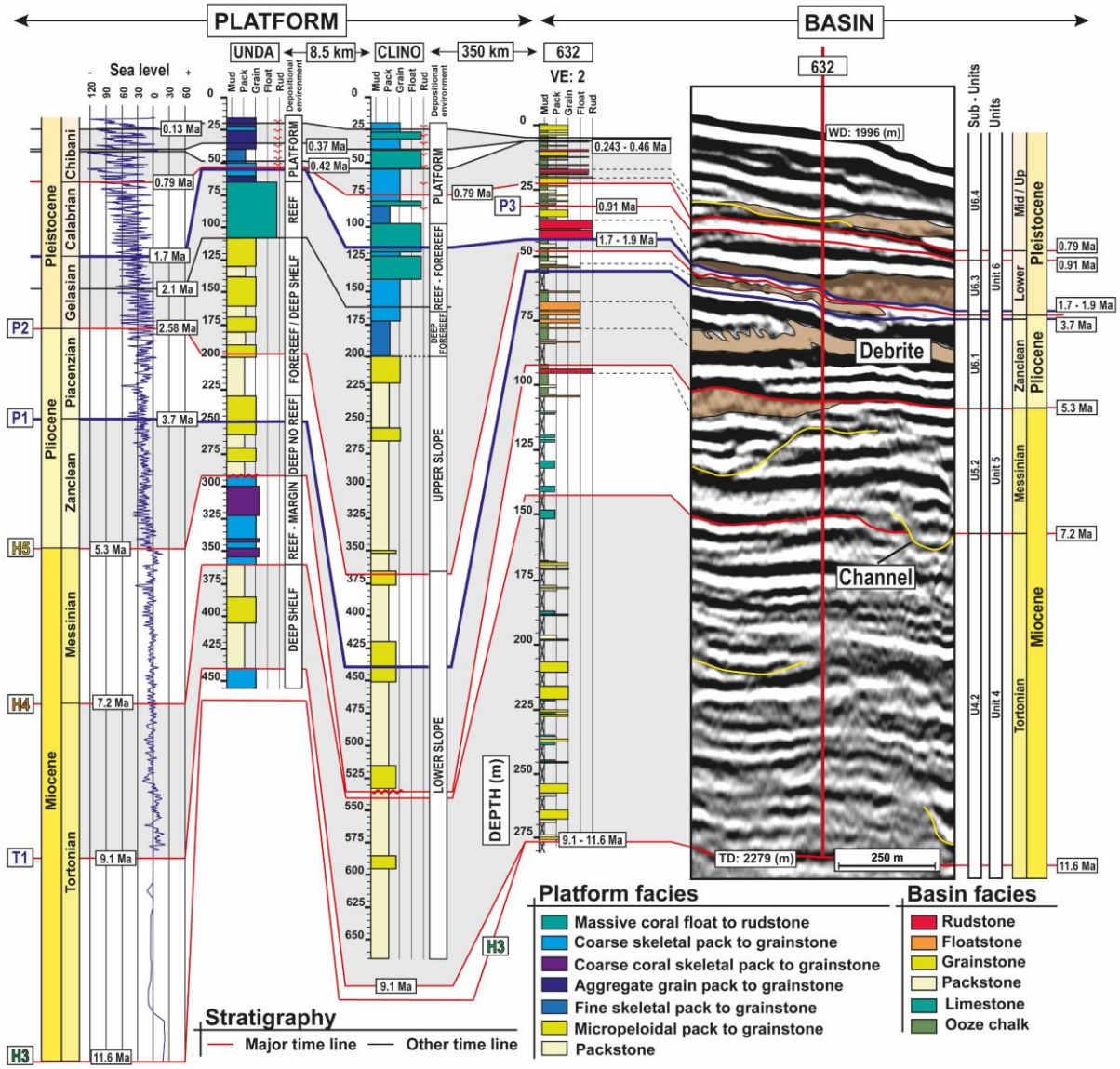


Figure 5.2. Tortonian to Pleistocene platform - basin facies correlation, correlated to sea-level changes (Miller et al., 2011).

In ODP leg 166, the initial chronostratigraphy relied on planktonic foraminifera and nannofossils (Eberli et al., 1997a). Subsequently, new dating methods were implemented for wells 1003 and 1005, incorporating $\delta^{18}O$ isotopes, nannofossils bio-events, grain size, X-Ray Diffraction analyses, and U/Th dating, enabling the establishment of a high-resolution stratigraphy for the Quaternary (Rendle and Reijmer, 2002). Additionally, Wunsch et al. (2018) proposed a novel high-resolution stratigraphy for wells 1006 and 1008, based on hydroacoustic data and including four additional sequences. The stratigraphy of BDP Unda and Clino wells is based on foraminifera, nannofossils, magnetostratigraphy, and strontium isotopes (McNeill et al., 2001). For the platform BDP wells Unda, Clino, and ODP 166 wells on the leeward slope, the chronostratigraphy involves an exhaustive integration and discussion (Busson et al., 2019) of various literature sources (Eberli et al., 1997a-b; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2001; McNeill et al., 2001; Eberli et al., 2002; Rendle & Reijmer 2002; Wunsch et al., 2018; Busson, 2018; Paulat et al., 2019; Busson et al., 2019). Additionally, two stratigraphic markers were identified in the windward basin, with Marker M1 likely corresponding to the Middle Messinian, and the second marker, H4, precisely indicating the Tortonian-Messinian boundary at 7.2 Ma, discovered in ODP well 632 (Austin et al., 1986) (**Figure 5.2 & 5.3**) (**Table 5.1**). However, there is some uncertainty in the ages of these markers.

Additionally, Paulat et al. (2019) used the stratigraphic data for site 1006A published by Eberli et al. (1997, 2002), Wright & Kroon (2000) and Kroon et al. (2000). Paulat et al. (2019) adopted these biostratigraphic data by applying the ages of Gradstein et al. (2012) and Wade et al. (2011) for the various foraminiferal and nannofossil events. In this work we have considered the new stratigraphy of Paulat et al. (2019) for the well 1006 Leg ODP (166). We have included the age model base on biostratigraphy from (Paulat et al., 2019) in well 1006 and correlated the stratigraphic markers to six wells without revisiting the biostratigraphy (**Figure 5.14**).

Sedimentary Facies from Core

Detailed sedimentological analyses and interpretations for each well were published by Austin et al. (1986) and Eberli et al. (1997a, 1997b; 2002), revealing a great variety of carbonate facies and textures. In the deeper intervals of the leeward and windward margins, three main groups of facies have been distinguished (facies association) and interpreted in terms of sedimentological processes such as calcidebrites, calciturbidites and fall out. For the shallow-water intervals, seven facies have been interpreted from packstone to rudstone. The different facies and sedimentary successions since the lower Tortonian have been synthetized in (**Figure 5.2**).

Marker	Age (Ma)	Study seismic marker	1006 Depth (mbsf)	1007 Depth (mbsf)	1003 Depth (mbsf)	1004 Depth (mbsf)	1005 Depth (mbsf)	Clino Depth (mbsf)	Unda Depth (mbsf)	631 Depth (mbsf)	633 Depth (mbsf)	632 Depth (mbsf)	99 Depth (mbsf)
This study	**0,13**				**15**	**40**	**30**	**5**	**5**	**3**	**3**	**3**	
t6 (Top MIS 6) Busson et al., 2018	0,13				15	40	30	11	10				
B4 (Wunsch et al.,	~0,18					21	33						
Reijmer et al., 2012	0,13											3	
Austin et al., 1986-	~0,13									3	3		
This study	**0,243**									**4**	**6**	**4**	
Austin et al., 1986-	0,243									4	6	4	
This study	**0,37**		**18**		**27**	**46**	**65**	**20**	**20**				
t10 (Top MIS 11) Busson et al., 2018	0,37				27	46	65	28	26				
MIS 10 (Rendle & Reijmer 2002)	0,37				27		70						
B2 (Wunsch et al.,	~0,36		18	11	14	46	65						
Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	0,6 (0,25-0,6)	**U6.4**			25	65	70						
This study	**0,42**				**60**	**92**	**123**	**35**	**35**	**10**	**10**	**7**	
t12 (Top MIS 12) Busson et al., 2018	0,42				60	92	123	40	38				
B1 (Wunsch et al.,	~0,43		21		21		77						
MIS 12 (Rendle & Reijmer 2002)	0,42				58		123						
Austin et al., 1986-	0,46									10	10	7	
This study	**0,79**		**60**	**12**	**75**	**112**	**153**	**55**	**40**	**12**	**17**	**23**	
t20 (Top MIS 20) Busson et al., 2018	0,79			12	75	112	153	61	53				
MIS 20 (Rendle & Reijmer 2002)	0,79				72								
B (Wunsch et al., 2018)	0,6		30										
(Eberli et al., 1997)	0,85		39,53										
Reijmer et al., 2012	0,774											23	
This study	**0,91**	**P3**										**30**	
Austin et al., 1986-												30	
This study	**1,7**		**82**	**37**	**107**	**140**	**185**	**95**	**42**	**20**	**40**	**45**	
C (1,7 Myr) Busson et al., 2018	1,7			37	107	140	185	115	56				
Paulat et al., 2019	1,98		88,2										
C (Wunsch et al., 2018)	2		90	40	107	153	201						
Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	1,7 (1,2-2,1)	**U6.3**	90	35	100	150	185						
C (Eberli et al., 1997b)	2,1							162	102				
C (Eberli et al., 2001)	1,9-2,1							162	90,2				
Austin et al., 1986-	~1,7									20	40	45	
This study	**2,1**		**107**					**142**	**90**				
C (Eberli et al., 1997a)	~2,1							148	88				
Paulat et al., 2019	2,09		107,18										
This study	**2,58**	**P2**	**117**	**200**	**145**	**180**	**225**	**350**	**182**	**25**	**40**	**49**	
D (2,6 Myr) Busson	2,6			200	145	180	225	353	150				
D (Wunsch et al.,	3,1			210	145	185	228						
Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	3,1 (2,2-4,2)	**U6.2**		210	145	185	225						
D (Eberli et al., 1997b)	2,1-2,5							367	131				
D (Eberli et al., 2001)	2,2-3							379	131				
Paulat et al., 2019	2,39		116,8										
Austin et al., 1986-	~2,58									25	40	49	
This study	**3,7**	**P1**	**173**	**200**	**175**	**200**	**255**	**420**	**235**	**55**	**43**	**55**	
E (3,6 Myr) Busson	3,6			200	175	200	255	434	248				
E (Wunsch et al., 2018)	3,8			220	166	205	259						
Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	3,6 (3,5-4,2)	**U6.1**		210	175	200	255						
E (Eberli et al., 1997b)	3,5							449	249				
E (Eberli et al., 2001)	3,5-3,6							456	245				
Paulat et al., 2019	3,77		173,25										
Austin et al., 1986-	~3,7									55	43	55	
This study	**5,3**	**H5**	**383**	**303**	**315**		**400**	**515**	**275**			**93**	
E (5,3 Myr) Busson	5,3			310	315		400	521	278				
F (Wunsch et al., 2018)	5,5		380	303	315		385						
Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	5,4 (4,2-6,4)	**U5.1 - U5.2**		310	315		400						
F (Eberli et al., 1997b)	3,9-4,8							544	292				
F (Eberli et al., 2001)	4-5,3							529	291				
Paulat et al., 2019	5,53		383,42										
Austin et al., 1986-	~5,3											93	
This study	**7,2**	**H4**	**460**					**520**	**345**			**143**	
(Eberli et al., 1997a)	Messinian - Tortonian limit	**U4.2**						520	345				
Paulat et al., 2019	7,24		460,15										
Austin et al., 1986-	~7,2											143	
This study	**9,1**	**T1**	**500**	**350**	**368**		**440**		**427**			**283**	
G (Anselmetti et al.,	8,7 (8,6-8,8)		505	365	350		430						
Austin et al., 1986-	~9,1	**U4.1**										283	
Paulat et al., 2019	9,69		500,15										
H (Eberli et al., 1997a)	8,9-10,4								427				
This study	**11,6**	**H3**	**622**	**540**	**645**		**700**					**283**	
K (Anselmetti et al.,	12,2 (12-12,4)		660	600	670								
(Eberli et al., 2002)	11,8	**U3**	625,08	532,75			651,82						
Paulat et al., 2019	11,63		621,85										
Austin et al., 1986-	~11,6											283	
This study	**145**	**H2**											**95**
Hollister et al., 1972	145	**U2**											95
This study	**152**	**H1**											**235**
Hollister et al., 1972	152	**U1**											235

Table 5.1. Age, depth, horizon and unit of this study and stratigraphic markers in the wells, compared with the previous publications.

2. Seismic Data

The seismic interpretation has been performed on the 2D seismic dataset recently surveyed by R/V l'Atalante during the 2017 Carambar 2 cruise (Mulder, 2016). It consists of 2D high resolution multichannel seismic reflection acquired along the present-day Bahamas windward slope to the deep basin. Seismic data covers approximately 14,000 km^2 and relies on 1697 km grid of 2D lines recovered using four 35/35 inc^3 GI air gun and 192 channels - 1200 m long steamer (**Figure 5.1**).

Seismic Calibration and Velocity Model

The calibration of seismic reflectors to wells is challenging given the different seismic vintage and the distribution in available data. For the calibration and velocity model high resolution data are available in Exuma Sound zone A (**Figure 5.1**). Without similar well data for seismic calibration in the Exuma Plateau-Valley-Canyon zone B and San Salvador zone C (**Figure 5.1**), seismic calibration has been achieved by seismo-facies and seismo-stratigraphy establishing correlations with the Exuma Sound zone. Where reliable sonic logs were available synthetic seismograms were generated using a Ricker wavelet 140 Hz (Exuma Sound region well 632) and where wells were absent (Exuma Plateau and San Salvador) regional velocity model was established on sonic logs (used to generate a synthetic seismogram based on a Ricker wavelet of well 632 in Exuma Sound). The main velocity shift is between layers 2 and 3 at 119 m in response to the change in facies passing from peri-platform chalk to chalky lime-mudstone and grainstone (**Figure 5.3**) (ODP report, Austin et al., 1986).

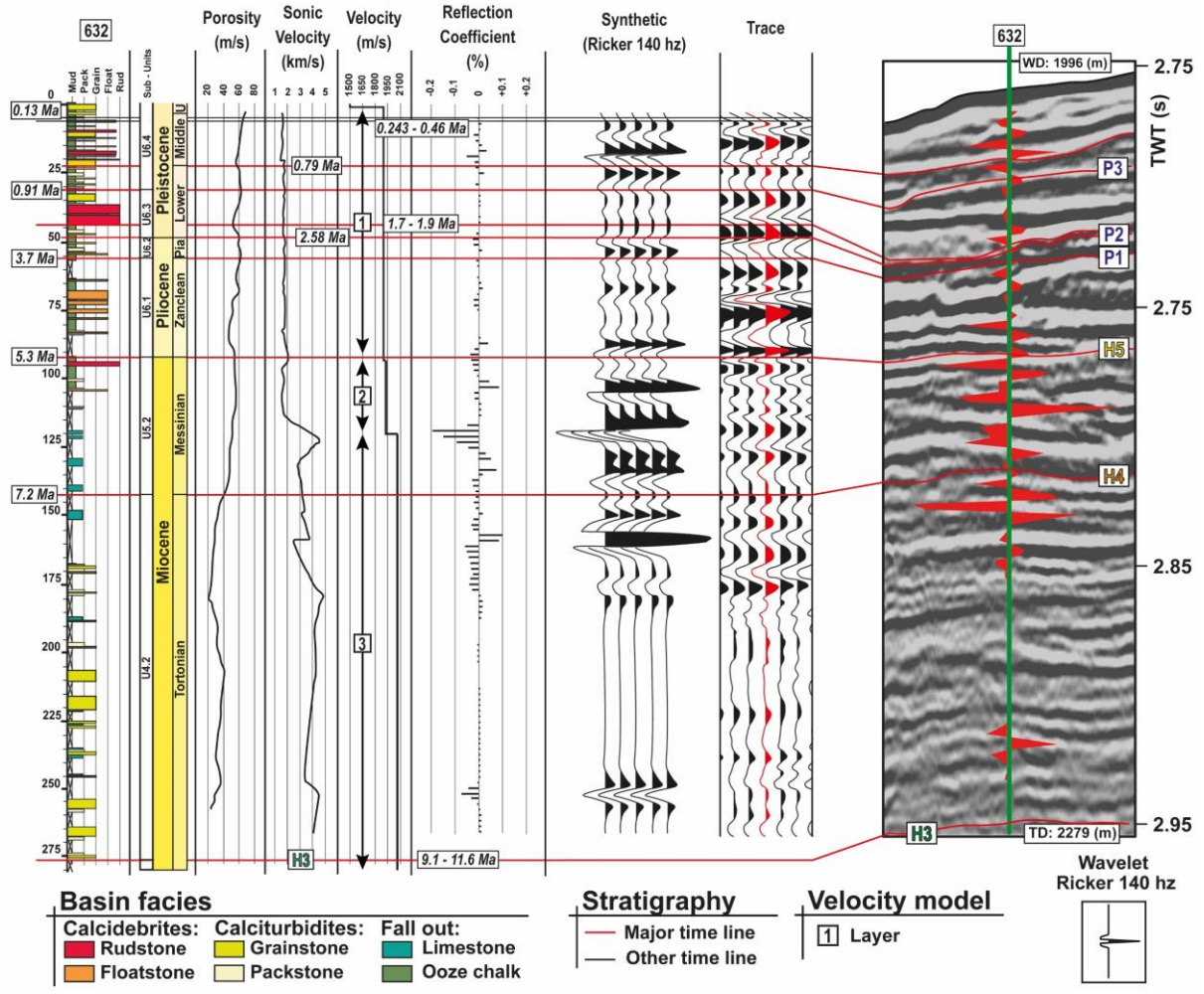


Figure 5.3. Velocity model used for this study - porosity, sonic, synthetic seismogram and velocity and well to seismic sequence stratigraphy correlation.

Seismic Interpretation

IHS Markit Kingdom software (version 2020) was used for seismic interpretation according to published carbonate sequence stratigraphy principles and terminology (Mitchum et al., 1977a, 1977b; Vail et al., 1977). The identification of seismic unconformities, sequences, and units is illustrated in (**Table 5.1 and Figure 5.2 & 5.3**). Each unit is bounded by regional stratigraphic surfaces that can be interpreted as sequence boundaries. Seismic facies were identified following geometrical and geophysical architectures following the classification by Posamentier (2003) and Rebesco et al. (2014).

5.2.6 - Results

1. Seismic Stratigraphic Framework, Depositional Sequences and Facies from Seismic and Core

Previous studies in the GBB region have established various seismic stratigraphic frameworks from Jurassic to Present on specific geographical sectors (e.g., Sheridan et al., 1981; Austin et al., 1986, 1988; Ladd and Sheridan, 1987; Eberli et al., 1994; Principaud et al., 2017). We have created a unique seismic stratigraphy framework for the study areas of Exuma Sound and San Salvador, which is correlated to already published seismic and stratigraphic interpretation (**Table 5.1**). Several key stratigraphic surfaces and stratigraphic sequences have been identified following previous works (Hollister et al., 1972; Austin et al., 1986; Eberli et al., 1997, 2001, 2002; Anselmetti et al., 2000; Rendle and Reijmer 2002; Reijmer et al., 2012; Busson et al., 2018; Wunsch et al., 2018; Paulat et al., 2019).

We have named seismic markers H1 to H5 and defined six stratigraphic units, U1 to U6, each of them being regionally correlated **(Table 5.1**). In the Exuma Sound area, with better well-calibration available, we were able to refine the stratigraphy from the Tortonian by adding eight stratigraphic markers (T.1 to P.3, **Table 5.1**) which were correlated to Exuma Plateau/San Salvador. Moreover, sedimentary composition indicators from ODP wells 631, 632 and 633 (i.e., skeletal, non-skeletal and lithoclasts) were interpreted and grouped for each sub-unit with estimated bulk percentage (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). Age and stratigraphic markers in the Exuma Plateau-Valley and San Salvador abyssal Plain were inferred from seismic stratigraphy, given the absence of precise biostratigraphic data.

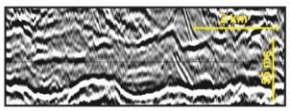
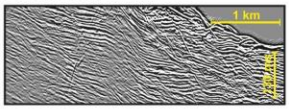
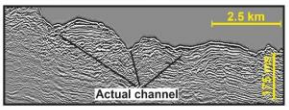
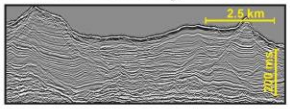
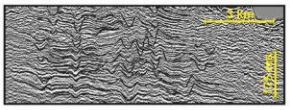
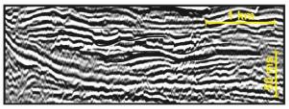
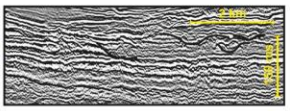
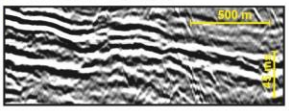
The interpretation of seismic facies followed the same methodology for the three studied zones, Exuma Sound (Es), Exuma Plateau (Ep) and San Salvador Plain (Ssp), resulting in the identification of fourteen sedimentary facies that were grouped into six sedimentary facies associations ranging from slope debrite deposits to hemipelagic sediments (**Table 5.2**).

The 6 seismic stratigraphic sequences, their bounding surfaces and integrated core-seismic facies and reflection patterns are summarized below (**Figure 5.2**, **Table 5.1 & 5.2**). Representative seismic lines and their interpretations are illustrated in (**Figure 5.4 to 5.10**).

U4: Base Tortonian H3 - Top Tortonian H4

Seismic sequence U4, occurring in all three areas is bounded near the base by surface H3 dated at ~ 12 Ma (base Tortonian). The upper part is topped by surface H4 dated at 7.2 Ma (top Tortonian). It is an erosion surface, associated to V-shaped incisions and onlaps, that shows strong lateral variations in amplitude/continuity/frequency at the base of U4. In the Exuma Sound area, U4 is divided into two sub-units, U4.1 (Lower Tortonian) and U4.2 (Upper Tortonian) and separated by T1 (9.1 Ma) (**Figure 5.4**). U4.1 sub-unit onlaps H3 to the southwest and downlaps and pinches out against H3 toward the northeast (**Figure 5.4**). U4.1 is overlain by U4.2 sequence which exhibits variable thickness (± 10 ms TWT on the slope Es.1 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4**) to ± 120 ms TWT in the basin Es.3 and Es.5 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4 & 5.5**).

Exuma Plateau-Valley U4 displays two regional features, vertical incision, and presence of growth strata, (**Figure 5.4 & 5.10**).

Class	Seismic objects	Reflection Amplitude Continuity Frequency	Height Width	Boundary relationship	Depositional element Environment	Process interpretation
1	**Debrite** Es.0 Ep.1 Ssp.1 	Chaotic Medium to high Low Low to high	10 - 100 m 0.5 - 7.5 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Debrite/MTC Plateau/basin/ base of escarpment	Unchannelized debris flow deposits
	Slope facies Es.1 	Chaotic/Erosive Subparallel/ Medium to high Subcontinuous High	>> 300 m >> km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Slope/gully Foreslope	Gullied/bypass slump/debris/ channel/ decantation
2	**Actual channel - Confined** Es.2 	Chaotic Medium to high Discontinuous Medium	Fairway 25 - 75 m 0.3 - 1 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Channel multi story/erosive constructiveToe of slope to basin	Channelized debris flow deposits
	Isolated channel - Thalweg confined Es.3 	Chaotic Medium to high Discontinuous Medium	Fairway 75 - 100 m 0.5 - 2.5 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Channel multi story/erosive constructive Lower slope	Channelized debris flow deposits
	Major distributary channel - Multi story Ep.2 	Sub-parallel Medium to high Medium to high Medium to high	Fairway 30 - 250 m 0.3 - 3 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Channel levee complex/multi story constructive channel Plateau	Sandy high density/gravity flow deposits
	Amalgamated channel - Levee confined Es.4 	Chaotic Medium to high Discontinuous High	Fairway 50 - 250 m 0.5 - 3 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Channel levee complex/multi story constructive channel Up lower slope	Sandy high density/gravity flow deposits
	Distal channel - Vertically stacked Ssp.2 	Chaotic V-shaped Medium Low to medium Medium	Fairway 20 - 100 m 0.2 - 4 km	Onlap/toplap downlap/ truncation	Channel complex/ multi story/erosive constructive channel - Basin from canyon mouth > 40 km	Sandy high density/gravity flow deposits
	Low relief channel - Poorly confined Es.5 	Hummocky Medium to high Subcontinuous High	Fairway 25 - 50 m 1 - 2 km	Onlap/ downlap/ concordance	Channel levee multi story/ depositional channel Lower slope	Sandy high to low density/ gravity flow deposits
	Parallel and Erosive - Transitional facies Ep.3 Ssp.3 	Sub-parallel and disturbate Low and High Low to medium High	10 to 200 m Plateau and basin scale	Corcondance Internal with Onlap downlap/ truncation	Channel/ hemipelagic Basin and plateau	Gravity flow/ fall out
	Major outer levee Ssp.4 	Continuous/ sub-parallel/ Medium to high Medium Medium	Fairway 50 - 100 m 1 - 3 km	Downlap/ concordance pinch	Major outer levee Basin/above channel flank	Overflow

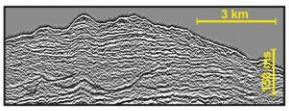
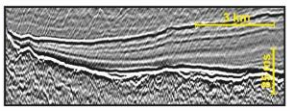
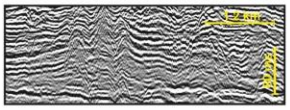
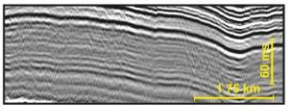
Class	Seismic objects	Reflection Amplitude Continuity Frequency	Height Width	Boundary relationship	Depositional element Environment	Process interpretation
	Lobe complex					
3	Es.6 / Ssp.5 	Subparallel/ convex Medium to high Subcontinuous Low to high	Fairway 20 to 200 m 1 to 15 km	Onlap/downlap concordance	Lobe complex multi layer Basin	Low density gravity flow deposits
	Regional contourite					
4	Ssp.6 	Continuous/ sub-parallel/lens Low to medium High Medium to high	Fairway 10 - 200 m >> km	Onlap/downlap/ concordance/ pinch	Contourite sub-divided into sub-units Basin/base of escarpement	Current re-deposited sediments
	Mound					
5	Es.7 	Mounded convex-up Low to medium Continuous Low to medium	30 - 100 m 0.5 - 1.5 km	Concordance/ bi-directional downlap	Carbonate mound Lower slope/basin	
	Hemipelagic					
6	Es.8 / Ep.4 / Ssp.7 	Continuous/ parallel/ Low to medium High Medium to high	> 50 m >> km	Concordance	Autochtonous pelagic/hemipelagic Lower slope to Basin	Fall out

Table 5.2. Summary of properties and interpretation of the seismic facies encountered in Exuma San Salvador system, Es, Exuma Sound; Ep, Exuma Plateau; Ssp, San Salvador. Class 1: Debrite and slope; 2: Channel levee; 3: Lobe complex; 4: Regional contourite; 5: Mound; 6: Hemipelagic.

The U4.1 sub-unit is bounded at top by T.1. In southeast, it is characterized by Ep.3 (**Table 5.2**) and pinches out against a paleo high (**Figure 5.6**). Meanwhile, in the northwest, U4.1 displays chaotic reflections and onlaps the margin (**Figure 5.6**). The sub-unit U4.2 is bounded at its top by the H4 seismic erosional surface. Sub-unit U4.2 displays two seismic facies Ep.3 and Ep.1 (**Table 5.2**) toplapping the H4 seismic unconformity. This interval is affected by ~ 50 ms TWT erosional truncations in the southeast. Near Exuma Canyon, U4.2 is affected by multiple onlaps and downlaps interpreted as slump scars (**Figure 5.6**).

In San Salvador near the Exuma canyon mouth, chaotic seismic reflectors are present (250 ms TWT), thinning toward the east (30 ms TWT) Ssp.3 (**Table 5.2**) (**Figure 5.8**). Present-day Samana channel incises U4 in the southern part, which is confined at the southwest by the Samana Cay slope (**Figure 5.9**). From southeast to northwest, seismic facies evolve from Ssp.3 to Ssp.1 to Ssp.3 (**Table 5.2**) with lateral thickness variations (100 to 200 ms TWT) (**Figure 5.9**). On the northern part, U4 toplaps are located directly on the edge of Bahama Escarpment to the west associated with steep angle facies Ssp.3 and Ssp.1 (**Table 5.2**) (**Figure 5.7**). As for the southern part, U4 presents a global thinning to the east with pinching and truncations (**Figure 5.8**).

Seismic Sequence U5

The U5 sequence is well developed in each area with the H4 Top Tortonian erosional reflector. Thanks to reliable biostratigraphic data in Exuma Sound, the Top Tortonian – modern seabed interval was subdivided into two units, U5 and U6. In Exuma Sound, the upper limit of U5 corresponds to the Top Miocene H5 (wells 632, 633).

	Well 631				Well 633				Well 632			
Sub-Unit	Facies	Lith	Ske	Non skel	Facies	Lith	Ske	Non skel	Facies	Lith	Ske	Non skel
U6.4	Ooze	1%	85%	14%	Ooze with lithoclast Ooze without lithoclast	16% 0%	74% 88%	10% 12%	Ooze / grainstone	0%	92%	8%
U6.3	Ooze Ooze and chalk	0% 22%	78% 66%	22% 12%	Ooze	14%	77%	9%	Grainstone Ooze	5% 1%	90% 99%	5% 0%
U6.2	Ooze and chalk	28%	65%	7%					Packstone	2%	98%	0%
U6.1	Ooze and chalk with clast Ooze and chalk without clast	43% 0%	56% 93%	1% 7%					Ooze Floatstone Packstone	6% 10% 40%	94% 90% 60%	0% 0% 0%
U5.2					Chalk and ooze	3%	68%	29%	Ooze Packstone Chalk Limestone	0% 47% 0% 78%	88% 49% 100% 22%	12% 4% 0% 0%
U4.2									Limestone Chalk	85% 0%	15% 100%	0% 0%

Table 5.3. Exuma Sound sub-units associated with facies and grain percentage (lith: lithoclast, ske: skeletal and non-skel: non skeletal) (Austin et al., 1986).

Seismic Sequence U5 (Exuma Plateau-Valley - San Salvador): Top Tortonian H4 - Seabed

In Exuma Plateau-Valley, the H4 regional erosional surface represents the base of U5. This sequence is incised in the north-south direction by the Exuma Canyon that splits the unit into two parts. In the east, U5 corresponds to a package of sedimentary facies Ep.4 (**Table 5.2**) downlapping and onlapping H4. It is also incised by major distributary channel Ep.2 (**Table 5.2**) (**Figure 5.6 & 5.10**). The western part is affected by growth strata filled by margin collapses Ep.1 (**Table 5.2**), westward pinching and onlapping the margin (**Figure 5.6 & 5.10**). The canyon edge is characterized by downlaps, onlaps and erosional surfaces interpreted as slump scars (**Figure 5.6**).

In San Salvador major lateral and vertical facies variations were identified but undated. To the south, U5 corresponds to a package of distal vertically stacked channels and major outer levees, Ssp.2 and Ssp.4 (**Table 5.2**) (**Figure 5.8 & 5.10**). Northward (**Figure 5.9**), strong lateral and vertical facies variations have been identified passing from erosional channels Ssp.3 to lobes in Ssp.5 and debrites for Ssp.1 and finally contourites within Ssp.6 (**Table 5.2**). In the north (**Figure 5.7 & 5.10**) a vertical facies variation is present with a thick debrite sequence Ssp.1 at the base (**Table 5.2**) surrounding and onlapping H4. The sequence is overlain by the first order contouritic sequence Ssp.6 (**Table 5.2**) downlapping the debrites sequences and onlapping H4 and the Bahama Escarpment.

Seismic Sequence U5 (Exuma Sound only): Top Tortonian H4 - Top Messinian H5

U5 unit displays two sub-units U5.1 (Base Messinian - Lower Messinian) and U5.2 (Lower Messinian - Top Messinian) delimited by horizon M1 comprising between 7.2 and 6.9 Ma (**Figure 5.4 & 5.5**). Is developed in the trough described in Exuma Valley-Plateau and San Salvador areas and bounded at its base by seismic erosional surface H4 and at top by H5.

U5.1 sub-unit dowlapping H4 toward the basin and onlapping and pinching out at surface toward the slope (**Figure 5.4**). The basinal facies is defined as deep-water carbonate mound Es.7 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4**). Sub-unit U5.2 corresponds to a thick interval dominated by pelagic fall out and low density turbiditic facies highlighted by wells 632 and 633 (**Figure 5.2, 5.3, 5.4, 5.5**). The toe of slope is characterized by a thick interval with chaotic reflectors ~ 80 ms TWT (**Figure 5.4**).

Seismic Sequence U6: Exuma Sound: Top Messinian - Seabed

Above H5 (Top Messinian), three seismic horizons (P.1 to P.3) have been defined, bounding respectively the seismic sequences U6.1 to U6.4 (**Figure 5.4 & 5.5**). These sequences are Pliocene/ Pleistocene in age. From the Lower Pliocene to the Middle Pliocene, sediments pinch out against the

slope in H5 (sub-unit U6.1 to U6.3). U6.4 is affected by recent and actual gullies incising the base of slope. The slope is characterized by chaotic and sigmoidal seismic reflections and slump scars (**Figure 5.4**). From well data sub-unit composition, the series from U6.1 to U6.4 display a general increase in non-skeletal and a decrease in lithoclasts (**Table 5.3**).

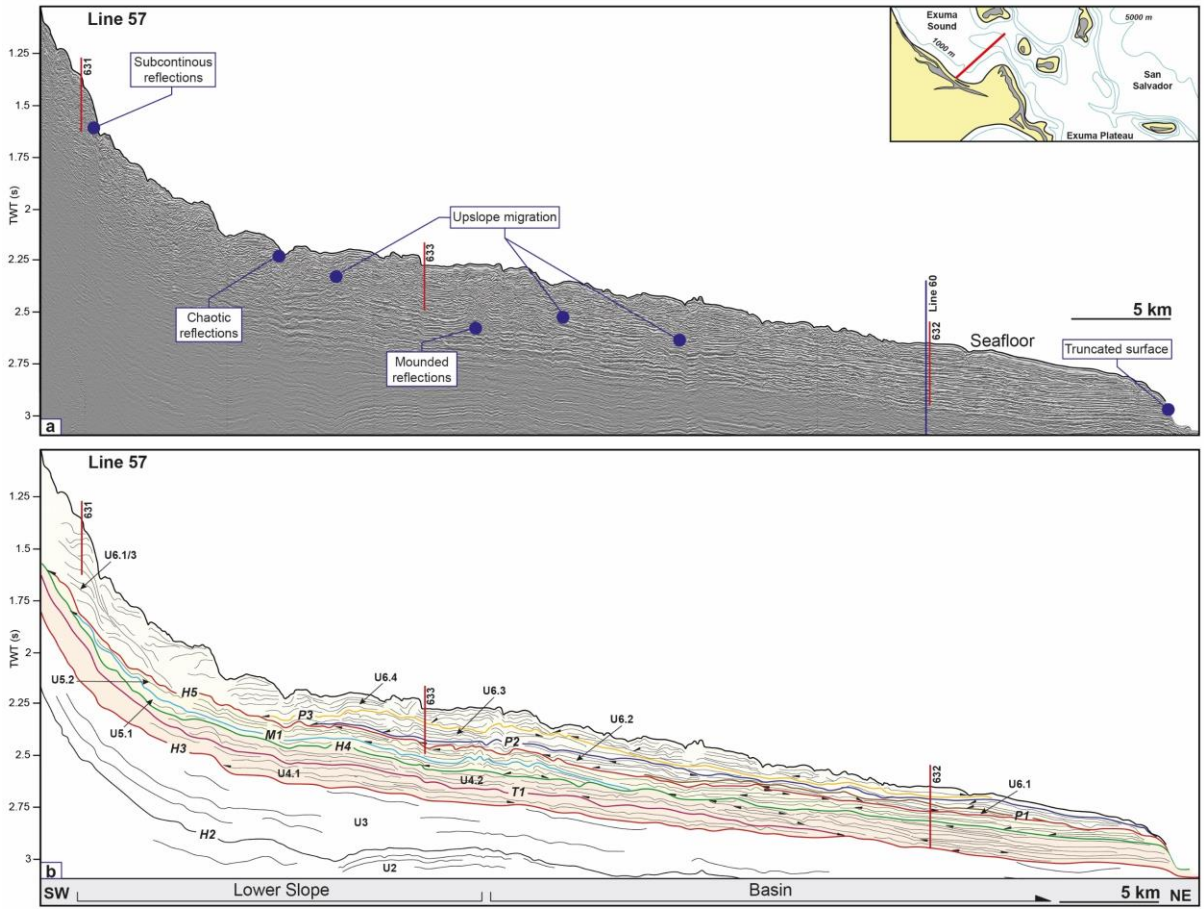


Figure 5.4. (A) Uninterpreted and (B) interpreted SW-NE oriented seismic profile across Exuma Sound showing the different seismic units. The ODP wells 631-633-632 illustrates correlations between lithologic, seismic facies and calibration.

2. Base of Slope to Abyssal Plain Mapping

This section describes the mapping of seismic units in the Exuma Sound area (**Figure 5.1**), within the base of slope to abyssal plain domains. The different time units from the unit U4.1 to U6.4 are characterized with isopach and depositional environment maps (**Figure 5.11 & 5.12**).

Exuma Sound: Tortonian U4.1 & U4.2 (4.5 My.)

The base of U4.1 is characterized by the regional erosional surface H3 and limited by the T1 surface (**Figure 5.4**). To the southeast, U4.1 displays a thick (100 to 150 m) interval with steep angle dips within seismic facies Es.1 (**Table 5.2**), poor continuity with some incisions that intersect flat reflectors towards the north-west and north-east and finally pinch out (**Figure 5.4**). On the southwest part, a steep angle bypass surface is present with the facies Es.1 **(Table 5.2)** (**Figure 5.11**). This interval marks the onset of turbidite deposition and is limited to one depocenter located in the southeast associated to a channel/lobe system (**Figure 5.11**). Unit U4.2 is bounded at the base by erosional reflectors T1 and H3 (**Figure 5.4**). The upper part of U4.2 is limited by the surface H4, presenting a V-shape unconformable seismic reflector (**Figure 5.5**). Two depocenters are present and separated by thin deposits-oriented SW/NE (**Figure 5.11**). The south-east part is characterized by high amplitude reflectors with Es.1 seismic facies (**Table 5.2**), northwest dipping and downlaping T1 surface (**Figure**

5.4). In the basin, a 100 to 160 m thick interval with high amplitude and frequency reflection interbedded with Es.3 (**Table 5.2**) is present laterally and pinches out onto the basal erosion surface H3 (**Figure 5.4, 5.5, 5.11**). Exuma Channel incised the north-east part of the Exuma Sound base of slope. The thin deposit which separates the two depocenters is characterized by incised high amplitude reflectors and a huge channel-levee system Es.4 (**Table 5.2**) (**Figure 5.11**). From ODP 632 well, two sedimentary sequences are described, the upper sequence is 35 m-thick and dominated by lithified limestone and a few turbidites, some chalk and ooze (Austin et al., 1986). Compositional data indicates some skeletal input (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). The basal sequence is dominated by 110 m of lithified grainstone turbidites interbedded with limestone and chalk (**Figure 5.11**) (Austin et al., 1986).

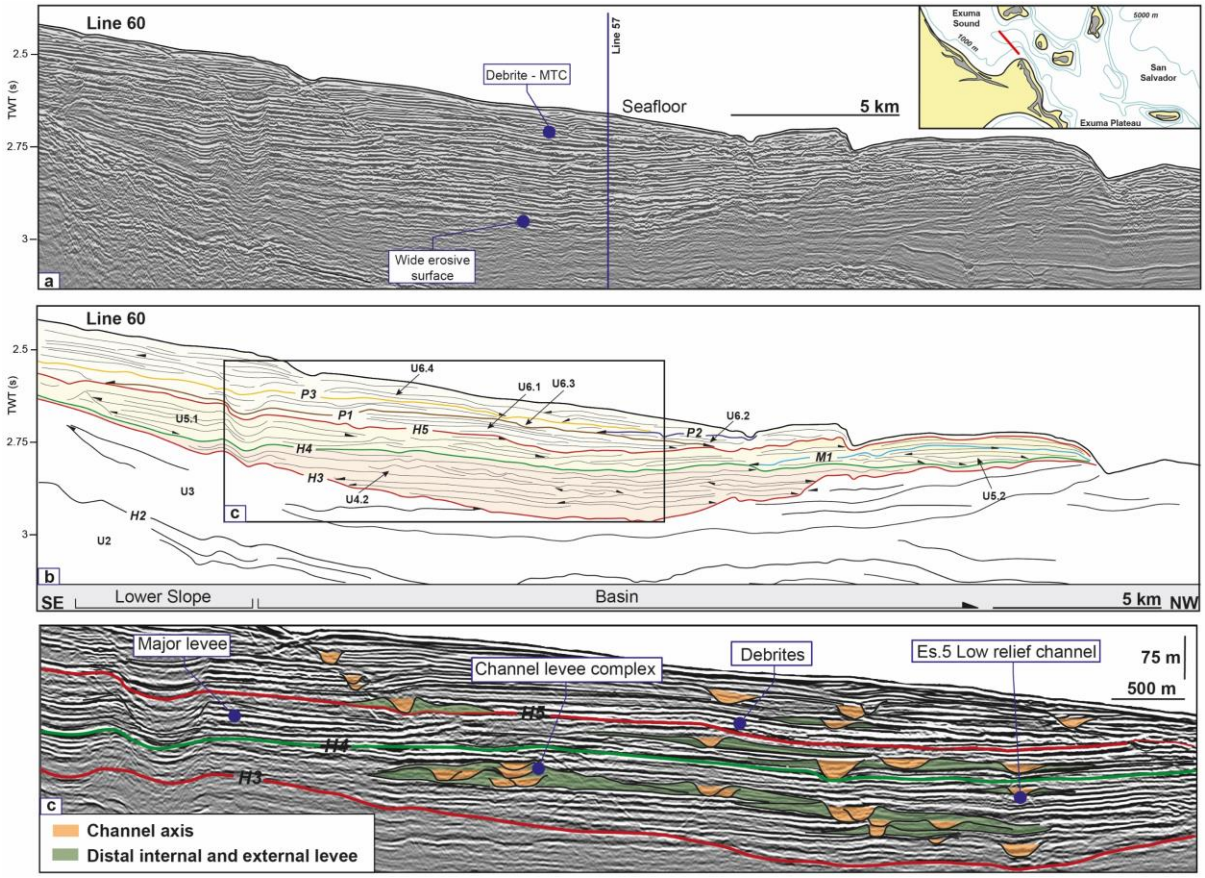


Figure 5.5. (A) Uninterpreted and (B) interpreted SE-NW oriented seismic profile across Exuma Sound showing the different seismic units. (C) Interpreted seismic proximal carbonate channel-levee system associated with the main seismic objects.

Exuma Sound: Messinian U5.1 & U5.2 (1.9 My.)

The lower Miocene is characterized by unit U5.1, bounded near its base by erosional surface H4 (Top Tortonian) (**Figure 5.4 & 5.5**). The upper part is limited by erosional surface M1 presenting high amplitude seismic reflectors (**Figure 5.4 & 5.5**). In the south-west U5.1 displays a thick (70 to 80 m) retrograding interval of steep dipping, disturbed high amplitude reflectors Es.1 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4 & 5.11**). The basin center displays an 80 m thick mounded sequence downlapping and pinching out to the north-east Es.6 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4 & 5.11**). Near the extreme south-east, retrograding reflectors Es.1 (**Table 5.2**) downlap on the H4 surface and unit U5.1 pinches out to the south-east (**Figure 5.4**). A small 20 m thick channel Es.4 (**Table 5.2**) is present in the north-east part (**Figure 5.11**). The north-west part displays 40 to 80 m thick deposits composed by poorly stacked channels Es.5 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4 & 5.11**). The top of sub-units U5.2 corresponds to H5 (Top Miocene). The U5.2 basal sequence progrades into the basin followed by a onlapping turbiditic system that forms a 100 m thick sedimentary pile in the distal parts (north-east) (**Figure 5.4, 5.5, 5.11**). The south-west is

characterized by steep angle, sub-continuous reflections, medium to high amplitude, locally wavy and incised by channels (**Figure 5.4**). Downslope facies evolve to Es.1 to Es.5, Es.6 and Es.7 (**Table 5.2**) (**Figure 5.4 & 5.5**).

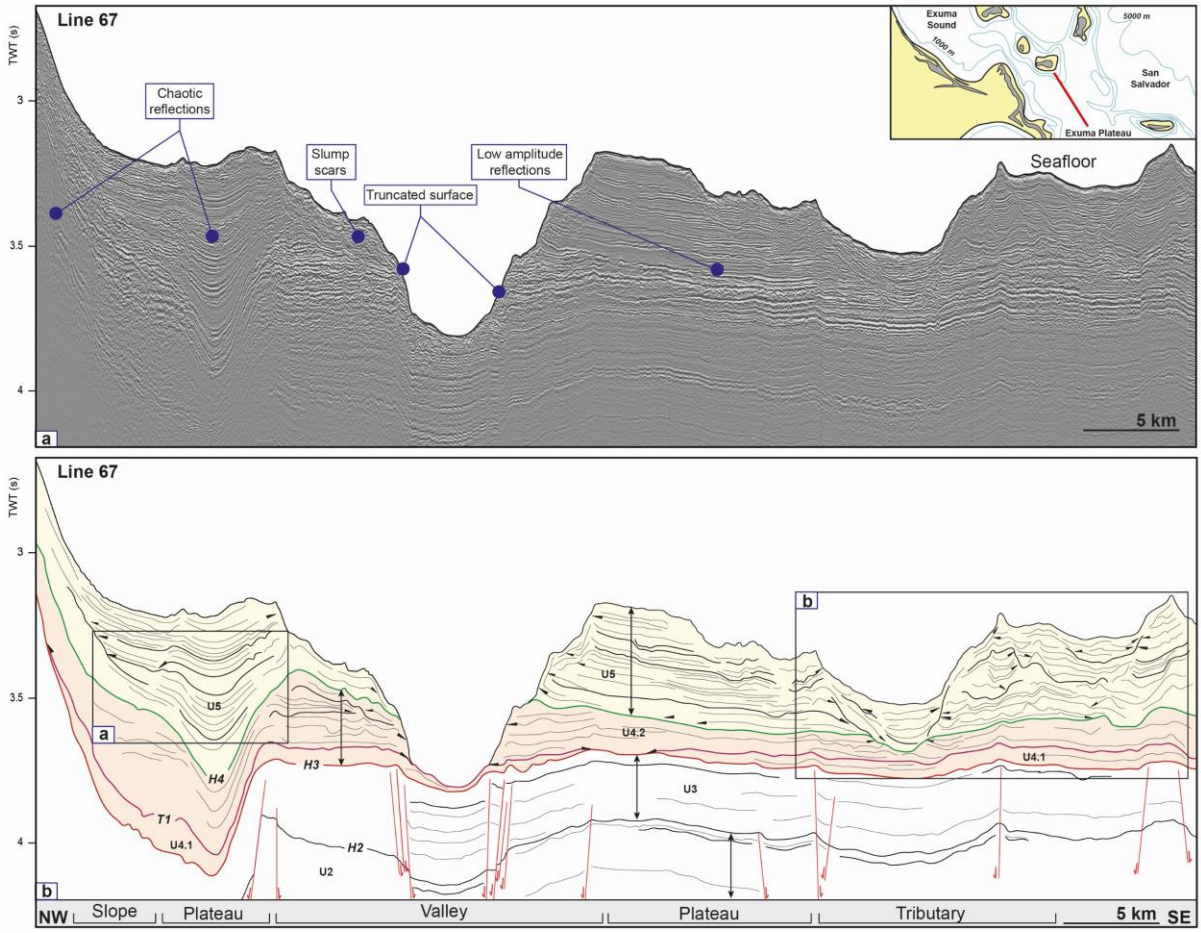


Figure 5.6. (A) Uninterpreted and (B) interpreted NW-SE oriented seismic profile across Exuma Plateau showing the different seismic units. Zoom (A-B) are present in **Figure. 5.10**.

Exuma Sound: Early to Middle/Late Pliocene (2.7 My.)

Mid slope is composed of mud and nannofossil chalk, the grain fractions show us low percentage in non-skeletal grains (< 10%) and rich in skeletal grains (> 70%) (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). The basinal sediments pinch toward the slope on the basal reflector H5 and are composed by a mix of mud - nannofossils chalk and grain-dominated floatstone, grainstone and packstone with very few or no non-skeletal grains (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). Confined amalgamated channels with kilometers extent occur in the Exuma Sound distal part with the facies Es.4 (**Table 5.2**) (**Figure 5.11**).

Exuma Sound: Late Pliocene to Present day (2.58 My.)

The base of the sub-unit U6.3 consists of erosional surface P.2 (**Figure 5.4 & 5.5**). The upper part is limited by erosional surface P.3 (**Figure 5.4 & 5.5**). The system can be described as follows: (a) a mid slope formed by 15 m thick dominated with high percentage of non-skeletal grains (> 10%-20%) (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986) and steep angle (~10°), (b) a lower slope in bypass, (c) a base of slope that pinches out toward the slope on the basal reflector H5 (**Figure 5.11**). The basin is grain dominated with calcidebrites and calciturbidites with 5% of non-skeletal grains (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). The seismic facies reveal a proximal/distal facies evolution, transitioning from a high-energy, amalgamated, and confined channel levee environment, Es.4 (**Table 5.2**), in the southwest (**Figure 5.11**), to a low-relief, poorly confined channel environment, Es.5 (**Table 5.2**), at the extreme northeast

of Exuma Sound (**Figure 5.11**). The base and the top of unit U6.4 corresponds to erosional surface P.3 (0.91 Ma) and the seabed at the top (**Figure 5.4 & 5.5**). The gross depositional environment map shows three domains: **(a)** mid slope **(b)** base of slope and **(c)** basin (**Figure 5.12**). The isopach map displays thick deposits, > 250 m in the south-east part corresponding to the mud dominated mid slope rich in non-skeletal grains (14 %) at well 631 (**Table 5.3**) (Austin et al., 1986). The thickness gradually decreases towards the north-west and the basin.

The base-of-slope extends over 5 to 10 km and is composed of confined channels Es.2 (**Table 5.2**) with deep (> 100 m) incision (**Figure 5.4 & 5.12**). The basin is dominated by grainstones to floatstones (**Figure 5.2**). The seismic facies showing proximal/distal facies evolution passing from Es.2 in the slope to Es.0, Es.4 and Es.5 in the basin (**Table 5.2**), (**Figure 5.12**).

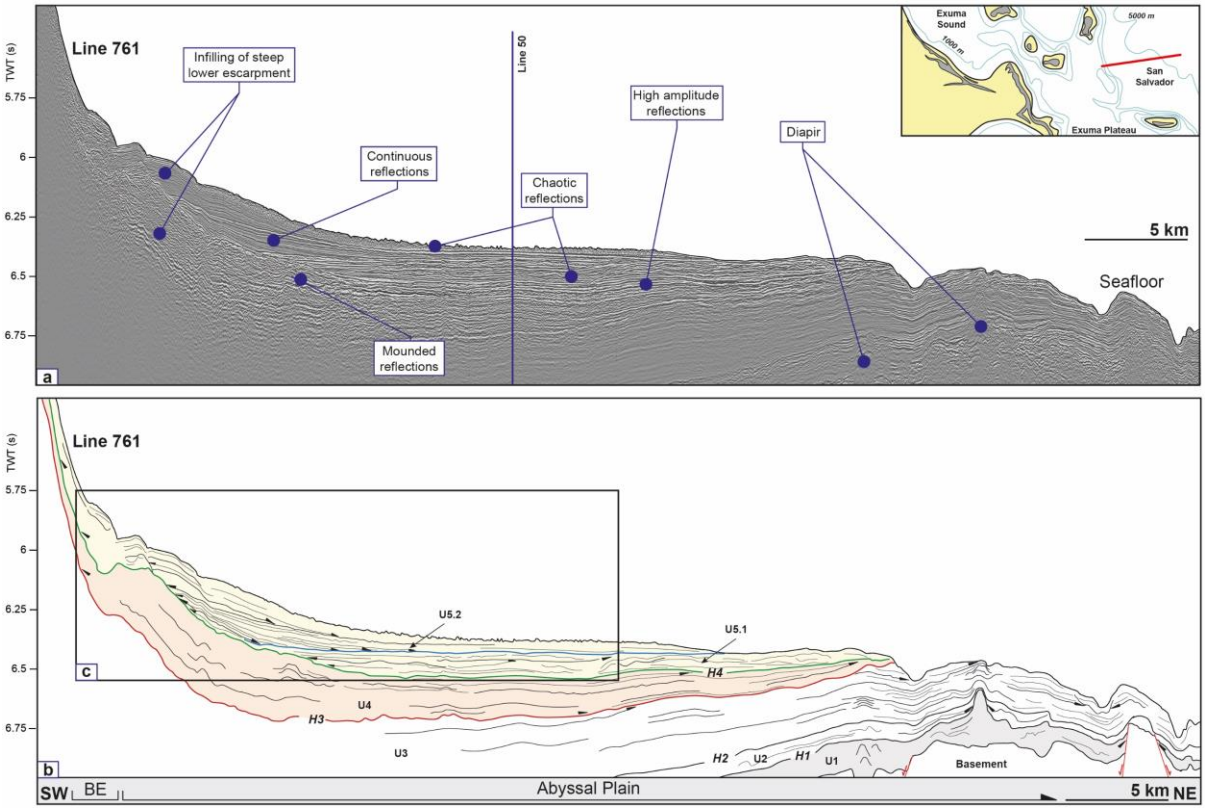


Figure 5.7. (A) Uninterpreted and (B) interpreted SW-NE oriented seismic profile across San Salvador showing the different seismic units. Zoom (C) are present in **Figure. 5.10**.

San Salvador: Tortonian U4 (4.5 My.) & Top Tortonian to Present day U5 (7.2 My.)

The base and the top of unit U4 (Tortonian) correspond respectively to the erosional surfaces H3 and H4 (**Figure 5.7, 5.8, 5.9**). U4 unit thickens northwards, with a maximum thickness around 260 m with debrites and hemipelagic deposits Ssp.1 and Ssp.7 (**Table 5.2**) but thins and pinches eastwards (**Figure 5.12**). In the southern part, carbonate sediments are supplied via the Samana Channel characterized by numerous channels and levees, and seismic facies Ssp.2, Ssp.3, Ssp.4 evolving to lobe facies Ssp.5 (**Table 5.2**) (**Figure 5.12**). The base and the top of unit U5 (Messinian/Pliocene /Pleistocene) are respectively erosional surface H4 (Top Tortonian) and the actual seabed (**Figure 5.7, 5.8, 5.9**).

Two large depocenters are developed in the San Salvador area:

1. In the north a first depocenter is visible with onlap and downlap geometries U5.1 and U5.2 (**Figure 5.7**). This depocenter is characterized by contouritic drift. It reaches a maximum thickness of 270 m, forming a sedimentary unit with two different sets of facies: **(a)** lower interval debrite dominated

intercalated by contouritic facies Ssp.1 (**Table 5.2**) onlapping H4 toward the west, **(b)** upper interval contourite dominated Ssp.6 (**Table 5.2**) intercalated by debrites forming a depocenter around 1100 km^2 (**Figure 5.12**).

2. The southern depocenter, located at the mouth of Exuma Canyon builds a kilometer wide coarse-grained deep-sea turbidite system with a well-developed channel and lobe-shaped levee system Ssp.2 and Ssp.5 (**Table 5.2**). The channel-levee-lobe system covers an area of approximately 800 km^2, with a water depth exceeding 4500 m, and reaches a maximum thickness of 200 m, with stacked channels and lobes.

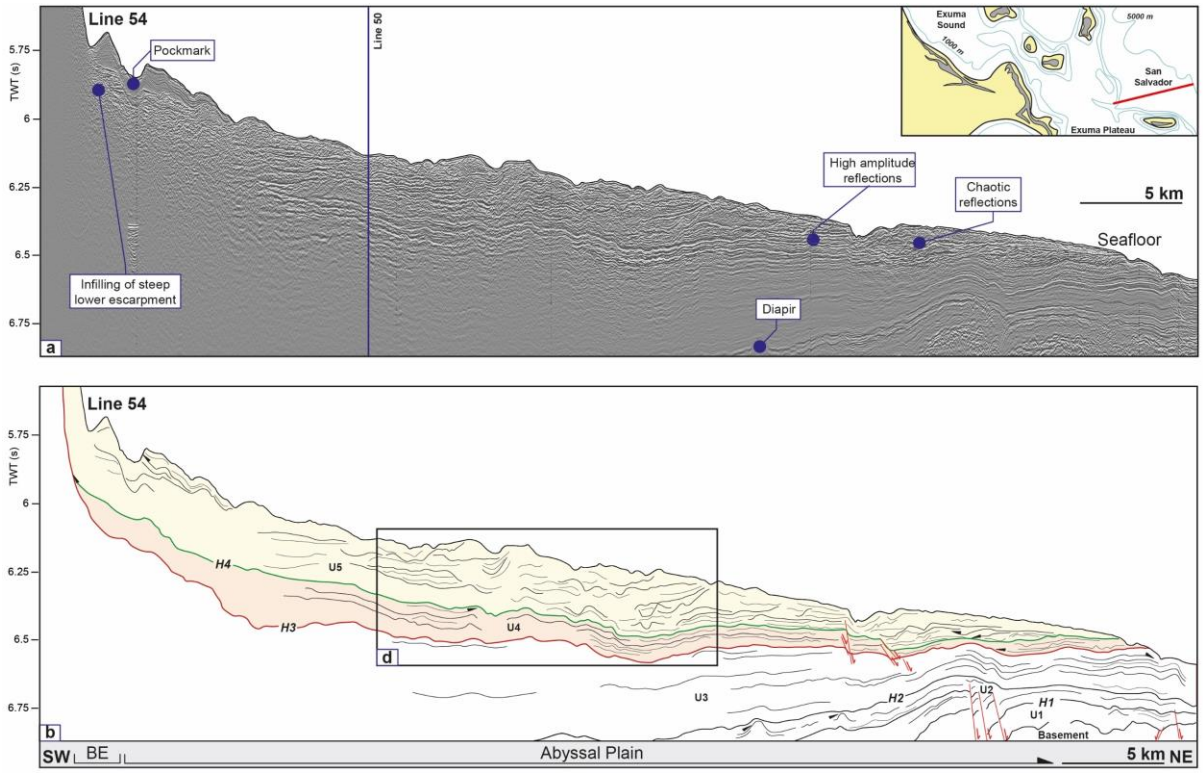


Figure 5.8. (A) Uninterpreted and (B) interpreted SW-NE oriented seismic profile across San Salvador system showing the different seismic units. Zoom (D) are present in **Figure. 5.10**.

3. Stratigraphic correlation across the GBB from Tortonian to Present

The comparison between the GBB platform top and the windward and leeward margins is supported by a high-resolution stratigraphic correlation across the GBB from Tortonian to Present (**Figure 5.14**). This correlation is based on the published chronostratigraphic models (Eberli et al., 1997a-b, 2001, 2002; Anselmetti et al., 2000; McNeill et al., 2001; Rendle & Reijmer 2002; Wunsch et al., 2018; Busson, 2018; Paulat et al., 2019; Busson et al., 2019) and seismo-stratigraphic interpretations of the leeward margin (Eberli et al., 1997a-b, 2001, 2002; Principaud et al., 2017; Wunsch et al., 2018; Busson, 2018; Busson et al., 2019) and on the seismo-stratigraphic interpretations of the windward margins presented in this article (**Figure 5.14**).

Given the great distance between the two data sets (350 km) these are not spatial correlations aimed at reconstituting the complete architecture of the GBB but event correlations allowing us to discuss the differential evolution of the two margins since the Tortonian. It complements the local investigations of the Exuma Sound slope-to-basin presented in this paper.

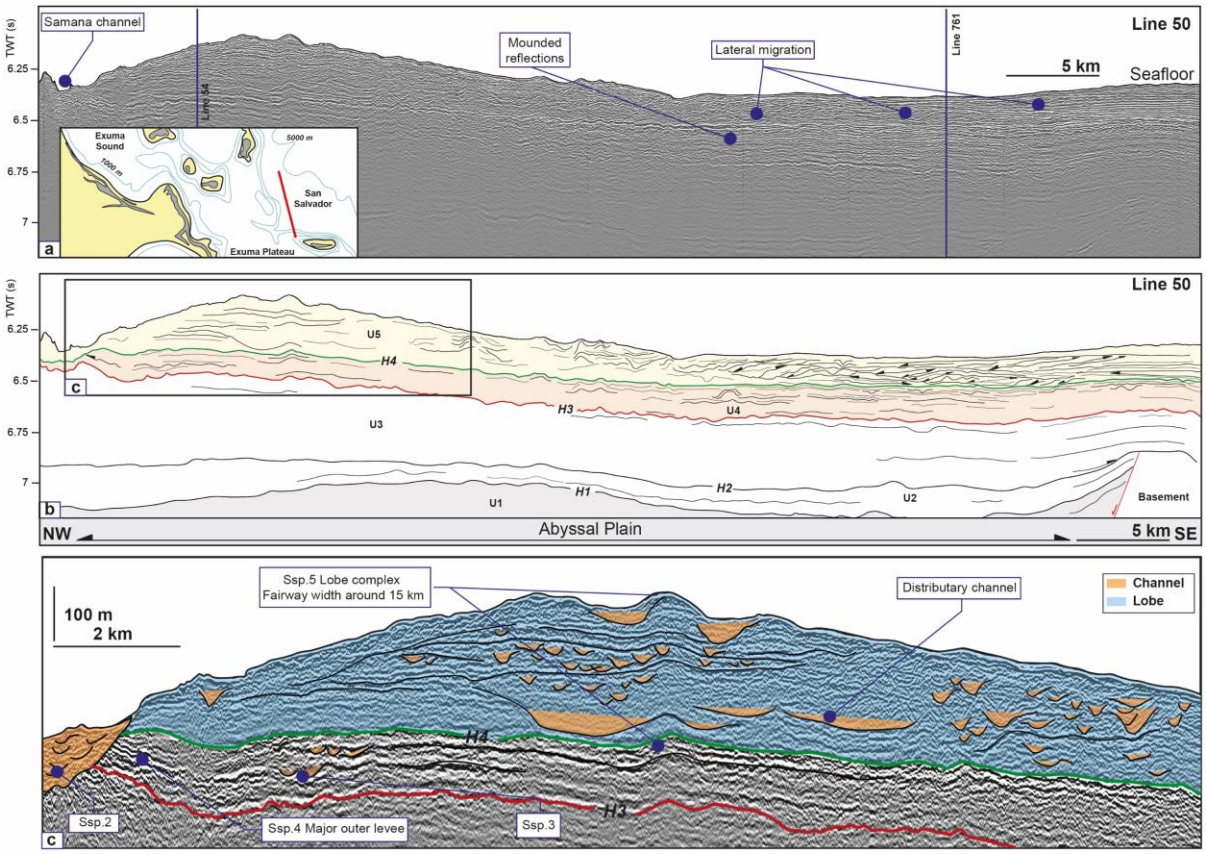


Figure 5.9. (A) Uninterpreted and (B) interpreted NW-SE oriented seismic profile across San Salvador system showing the different seismic units. (C) Interpreted seismic deep water carbonate lobe system.

Upper Miocene: Tortonian - Messinian 11.6 to 5.3 Ma

This interval is well identified on the leeward side of the platform with at least 165 m of granular carbonates (well Unda), despite the uncertain definition of the base of the Tortonian in (**Figure 5.14**). The Tortonian interval is composed by at least 95 m of coarse skeletal facies grading upwards to micropeloidal facies (**Figure 5.14**). The Messinian interval (7.2 – 5.3 Ma) is characterized by a 70 m succession of coarse skeletal facies. The top of this interval is marked by an erosion surface (**Figure 5.14**).

The Miocene leeward slope is constituted around 300 m of fine-grained sediment (wakestone) and contain planktonic and benthic foraminifers, shell fragments and bioclasts at well 1005 (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**). The Miocene basin accumulation in the windward margin is composed by 190 m of grainstone and packstone with skeletal debris, bioclasts, Halimeda, planktonic and benthic foraminifers, and pteropods well 632 (Austin et al., 1986).

In the windward basin the base and top of this interval is only described at well 632 (**Figure 5.14**). The low stratigraphic resolution in this well does not allow a clear definition of the upper limit of this interval (**Figure 5.14**). The recovered facies of the Tortonian interval (140 m thick) are grainstones and packstones with skeletal debris, bioclasts, Halimeda, planktonic and benthic foraminifers (Austin et al., 1986). The Messinian interval (50 m thick) is composed of chalk, calcareous ooze and unlithified to partially lithified packstone (**Figure 5.14**).

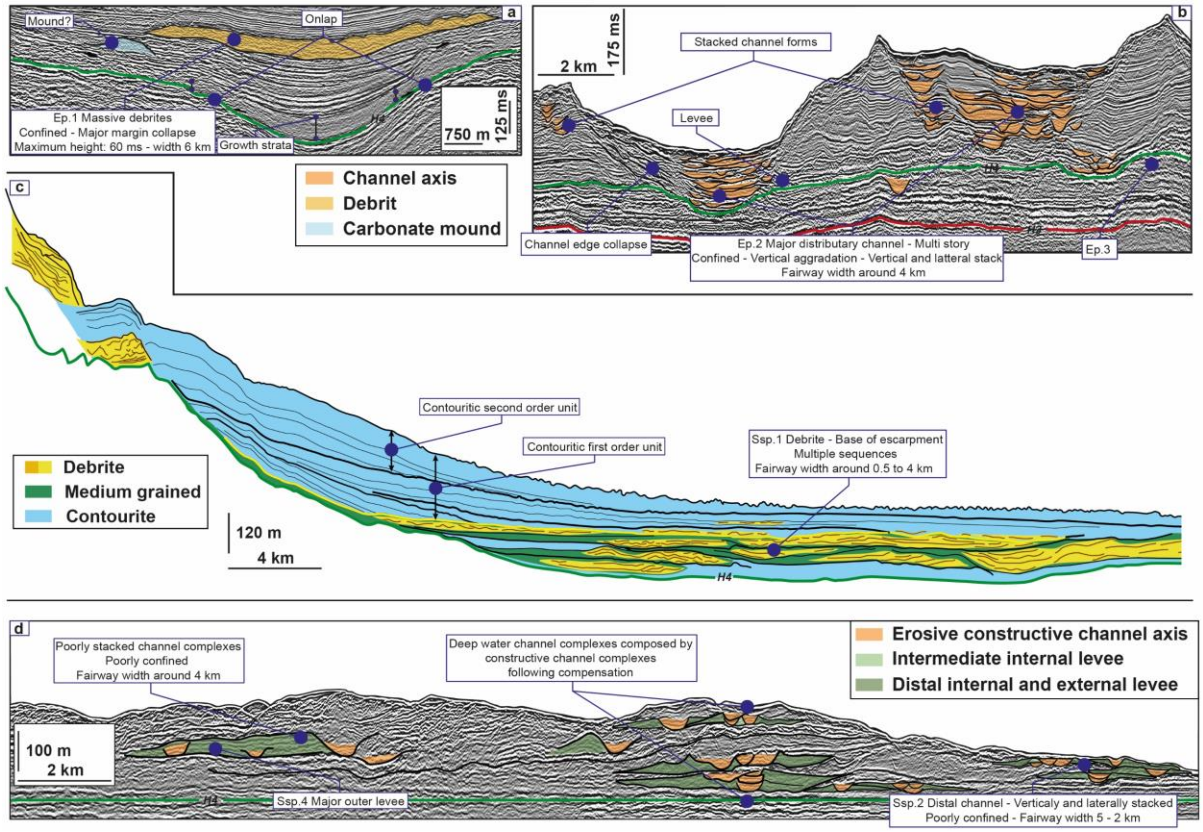


Figure 5.10. Zoom of the previous seismic lines. (A) **Figure 5.6.** Interpreted growth strata, debrite and mound, (B) **Figure 5.6.** Interpreted major distributary channels complex. (C) **Figure 5.7.** Interpreted seismic debrites and contourites facies. (D) **Figure 5.8.** Interpreted seismic deep carbonate channel-levee system.

Early Pliocene: 5.3 to 3.7 Ma

This interval is identified in the leeward side of the platform with 40 m and 95 m of micropeloidal packstones and grainstones in respectively the wells Unda and Clino. The bottom limit corresponds to the Miocene-Pliocene boundary marked by a hiatus of 1.2 Ma at well Clino (Eberli et al., 1997b) (**Figure 5.14**). The well 1005 is composed by 145 m of partially lithified mudstones with rare wakestones, dominated by planktonic foraminifers, and associated to rare benthic foraminifers, lithoclasts, and bioclasts (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**).

The well 1003 is composed by 140 m of mudstones to wakestones and contain planktonic and benthic foraminifers and bioclasts (Eberli et al., 1997). The well 1007 is composed by 103 m of light gray to pale yellow foraminifer nannofossil chalk. The dominant allochems are planktonic foraminifers ranging in size from silt to fine sand. Additional components include benthic foraminifers of fine sand size, echinoderm spines, and occasional fragments of shells (Eberli et al., 1997). The well 1006 is composed by 150 m of nannofossil ooze and chalk the main constituents consist of planktonic and benthic foraminifers of silt to fine sand size, along with bioclasts and peloids (Eberli et al., 1997). On the windward slope, the biostratigraphy of wells 631 and 633 did not allow the identification nor the exclusion of this interval.

The well 632 drilled through this interval formed by 38 m of unlithified floatstone and unlithified to partly lithified packstone. The unlithified floatstone contains large, rounded clasts of stiff ooze, chalk and limestone in a calcareous ooze matrix. The unlithified packstone includes abundant skeletal debris with fragments of red algae, mollusks and echinoids (Austin et al., 1986).

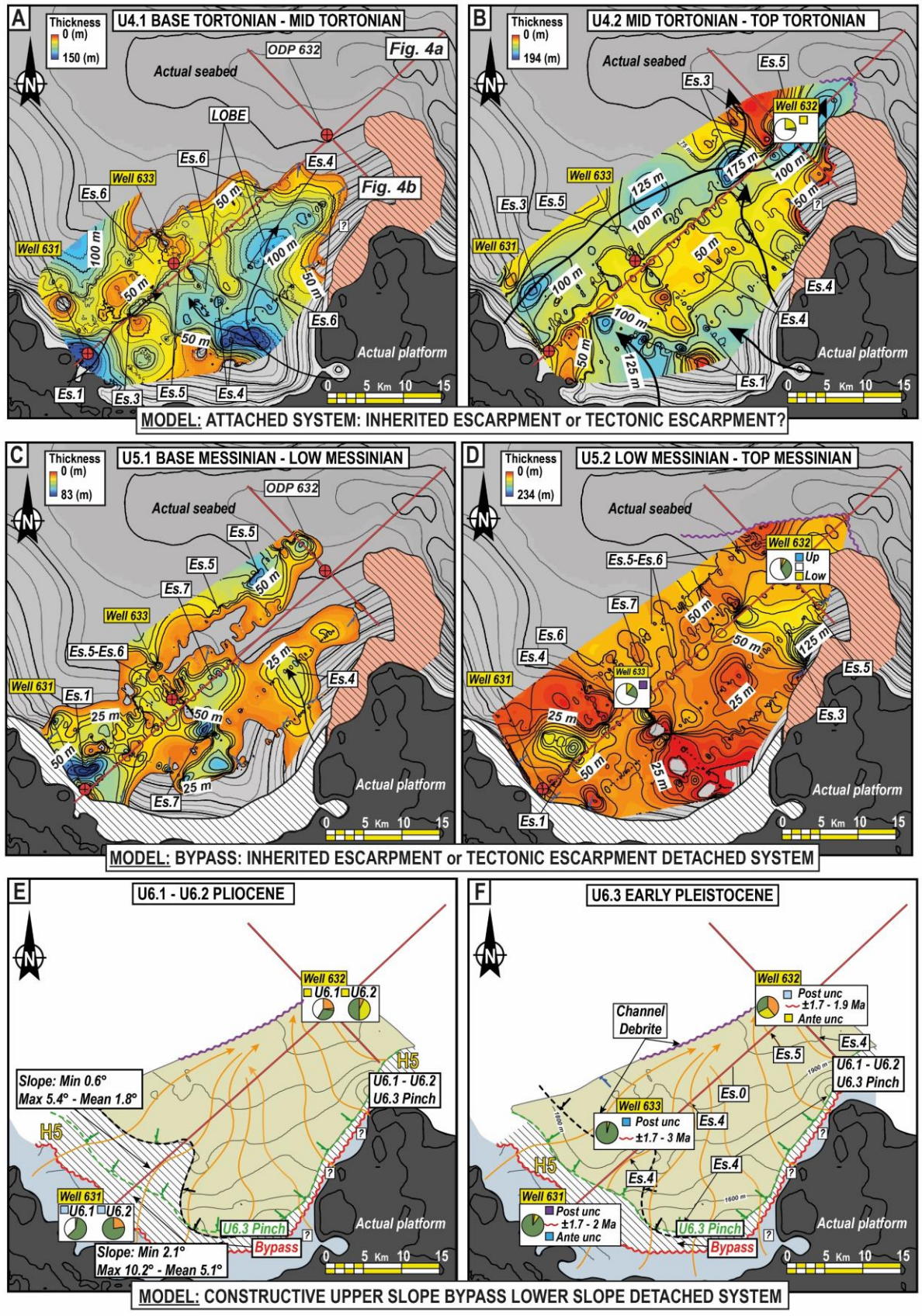


Figure 5.11. Isopach and gross depositional environment maps of the sub-units from the Tortonian to the Early Pleistocene in Exuma Sound showing the paleoenvironmental evolution and their associated seismic facies. (A) Sub-unit U4.1: Base Tortonian - Mid Tortonian. (B) Sub-unit U4.2: Mid Tortonian - Top Tortonian. (C) Sub-unit

U5.1: Base Messinian - Lower Messinian. (D) Sub-unit U5.2-5.3: Lower Messinian - Top Messinian. (E) Sub-unit U6.1 & U6.2: Pliocene. (F) Sub-unit U6.3: Early Pleistocene. For legends see **Figure 5.12**.

Late Pliocene: 3.7 to 2.58 Ma

This interval is identified in the platform well Unda with 53 m thick alternating coarse peloidal-skeletal packstone to grainstone (> 250 µm in grain size) with peloidal skeletal packstone to wackestone (< 250 µm grain size) (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**). The Early Pliocene leeward slope interval goes from upper to lower at well Clino. It's made up of approximately 70 meters of peloidal skeletal packstone to wackestone (< 250 µm), cemented skeletal-peloidal packstone to grainstone (> 250 µm). It also includes cemented skeletal and/or foraminiferal packstone to grainstone (>125 µm) and peloidal packstone to grainstone (<150 µm) (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**).

In the well 1005 this interval is poorly recovered and consists of 30 m of mudstones partially lithified with slight dolomitization. The primary constituents in the sand-to-silt size range include planktonic and benthic foraminifers, fragments of bivalves, and bioclasts that cannot be identified (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**). The well 1004 is composed by 20 m of partially lithified mudstone with peloids.

The well 1003 is composed 30 m of sediments with distinct sediments (**Figure 5.14**). The base is characterized by 10 m of light gray, partially lithified wakestones composed by planktonic foraminifers, benthic foraminifers (rotaliids, miliolids), echinoderm-debris, and pteropods (Eberli et al., 1997). The limit with the upper part of this interval is defined by the abrupt disappearance of peloids in unlithified packstones. This succession of 20 m is composed by unlithified to lithified grainstones and floatstones (Eberli et al., 1997). This interval corresponds to a sedimentary hiatus in the well 1007 (Eberli et al., 1997). On the windward slope, the well 631 present 30 m of alternating layers of periplatform ooze and chalk, ranging from 5 to 10 cm thick (Austin et al., 1986). This interval corresponds to a sedimentary hiatus in the well 633. The well 632 is composed of 6 m of calcareous ooze and unlithified packstones containing predominantly planktonic foraminifers with some skeletal fragments (Austin et al., 1986).

Early Pleistocene: 2.58 to 1.7 Ma

This interval is identified in the platform at well Unda with 140 m of sediment with a great variety of facies. The base is characterized by 92 m of alternating coarse peloidal-skeletal packstone to grainstone (>250 µm) and peloidal-skeletal packstone to wackestone (< 250 µm). This interval is affected by marine hardground inside the succession. The upper part of this interval is composed by 48 m of coral boundstone (Eberli et al., 1997) with branching coral, Stylophora spp (Eberli et al., 1997). In the Clino well this interval is characterized by a sedimentary succession of 255 m also showing a remarkable change in facies upwards. The lower part is composed by 170 m of fine-grained non-skeletal sediment containing thin skeletal intercalations (Eberli et al., 1997). The upper part is characterized by 85 m of reefal unit (Eberli et al., 1997).

In the well 1005, the Early Pleistocene leeward slope is composed by 40 m of partially cemented mudstones with planktonic and benthic foraminifers, fragments of bivalves and bioclasts (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**). In the well 1004, it is characterized by 40 m of partially lithified to lithified mudstone with peloid and planktonic foraminifera (Eberli et al., 1997). The well 1003 is characterized in this interval by 38 m of unlithified to lithified packstones, grainstone and floatstones with Halimeda debris, bivalve debris, peloids and foraminifers (Eberli et al., 1997). The well 1007 is composed by 163 m of sedimentary facies which are divided into two separate parts. The lower part is composed by slightly dolomitized wackestone to packstone with dominant allochems are silt-sized peloids and silt- to fine sand-sized planktonic foraminifers. The upper part of this sequence consists of peloid-rich, unlithified wackestone in alternance with pale yellow to white laminated unlithified peloidal wackestone to packstone.

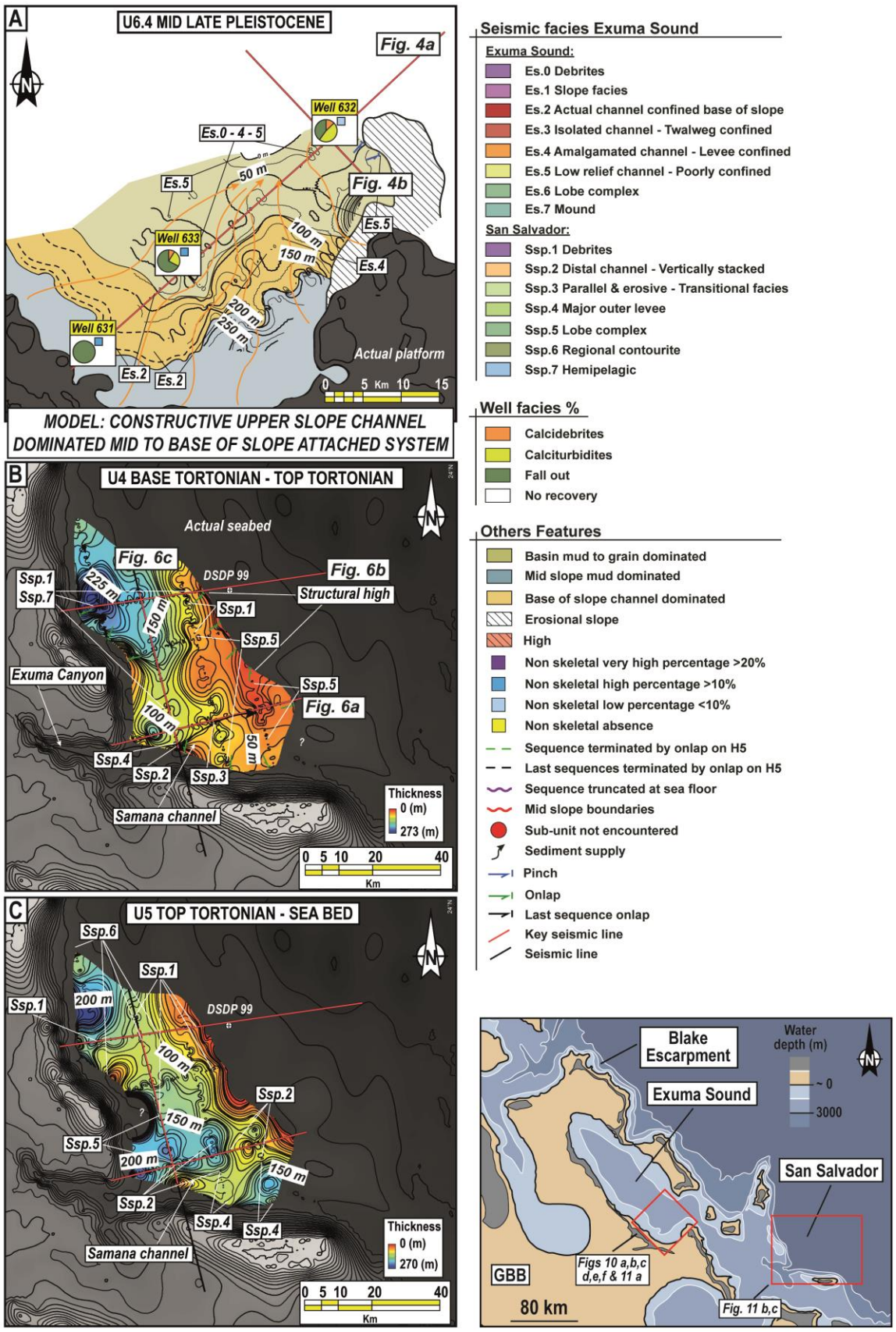


Figure 5.12. (A) Gross depositional environment map and their associated seismic facies for the sub-unit U6.4: Mid - late Pleistocene in Exuma Sound. Isopach maps of the units from the Tortonian to the Seabed in San Salvador showing the evolution of depositional units and their associated seismic facies: (B) U4: Base Tortonian - Top Tortonian. (C) U5: Top Tortonian - Seabed.

Slumped section comprises extensively distorted layers consisting of unconsolidated gray foraminifer lithoclastic packstone to floatstone interbeds (Eberli et al., 1997). The well 1006 is composed by around 20 to 30 m thick of nannofossil ooze with benthic and planktonic foraminifers, shell fragments, peloids, bioclasts and fish debris (Eberli et al., 1997) (**Figure 5.14**). On the windward slope the well 631 is characterized by 5 m of chalk calcareous ooze with minor unlithified packstone (Austin et al., 1986). The well 633 is characterized by a sedimentary hiatus (Austin et al., 1986). The well 632 is characterized by 4 m of calcareous ooze and unlithified packstone composed by planktonic foraminifers with some skeletal fragments (Austin et al., 1986) (**Figure 5.14**).

Middle - Upper Pleistocene: 1.7 Ma to present day

This interval is identified in the platform at well Unda with 42 m of bioturbated shallow-water carbonates bounded by emersion surfaces. This sequence is composed by fine-grained, non-skeletal mudstone to wackestone and fine to coarse sand-sized grainstone to packstone with varying proportions of skeletal and non-skeletal components. The constituents are peloids, coated grains, benthic foraminifers, mollusks, and worm tubes. The well Clino is composed of 95 m of shallow-water platform (peloidal skeletal packstones to mudstones) affected by subaerial exposures (Eberli et al., 1997).

The Middle- Upper Pleistocene leeward slope description is made from the upper to the lower slope starting from well 1005 which is composed by 185 m of unlithified to partially lithified peloidal mudstones to wackestones with occasional packstones to grainstones. The grains are peloids, bioclasts, planktonic and benthic foraminifers, with minor shell fragments, echinoderm spines, gastropods, pteropods, coral debris, and Halimeda (Eberli et al., 1997).

Well, 1004 is characterized by 140 m of unlithified to partially lithified peloidal wackestones to mudstones that alternate with 0.5 to 1 m thick intervals of gray, partially lithified wackestones to packstones, grainstones, and floatstones (Eberli et al., 1987). Well, 1003 is characterized by 107 m and divided into two sequences. In the basal sequence the dominant lithologies are fine-grained packstones. Major components of the sequence are peloids, bivalve shell fragments, planktonic foraminifers, pteropods, and echinoderm debris and the minor components are benthic foraminifers and coral fragments. The upper part of the sequence is dominated by unlithified mudstones to unlithified wackestones, with silt- to sand-sized particles (planktonic and benthic foraminifers, peloids, bioclasts, and lithoclasts) (Eberli et al., 1997).

Well, 1007 is characterized by 37 m of white to light gray nannofossil ooze with some packstone, (Eberli et al., 1997). Well, 1006 is characterized around 80 m of light gray, white, and pale yellow nannofossil ooze interbedded with gray and olive gray clays and silt (Eberli et al., 1997). On the windward slope the well 631 is characterized by 20 m of calcareous ooze and unlithified packstone (Austin et al., 1986).

Well, 633 is characterized by 40 m of an alternations of greenish and white periplatform ooze with some packstones, grainstones floatstones and rudstones. Well, 632 is characterized by 45 m of calcareous ooze with unlithified packstones grainstones, rudstones, contain halimeda, homotrema, bivalves pteropods and brachiopods (Austin et al., 1986) (**Figure 5.14**).

5.2.7 - Discussion

The new data and interpretations on the GBB discussed in this chapter concern mainly the slope-basin carbonate system of the windward margin and its stratigraphic correlation to the leeward margin. To understand the simultaneous evolution of these two margins in response to local or global factors since the Tortonian is the main theme of this discussion. The interpretation of gradual trends or sedimentary pulses in the platform-to-basin transition of the two margins is the key element of this comparative approach.

1. Stratigraphic architectures

During the first stage of the GBB evolution, at the base of Tortonian, the stratigraphic architectures of both leeward and windward margins show some subtle differences, which will be stepwise accentuated up to the present-day configuration (**Figure 5.14 & 5.15**). Despite an apparent comparable accretionary tendency, the progradation patterns of the two slopes are dissimilar. The leeward margin progrades over 4 km basinwards with a maximum of 4° angle (Betzler et al. 1999) associated with mud to grain dominated slope apron, while the windward margin is mainly aggrading with minor progradations and steeper slope angle around 9° associated to grain-dominated apron (Mullins & Cook 1986; Playton et al., 2010) (**Figure 5.15 G**).

At this stage the two slopes can still be considered as attached to the carbonate platform, but during the following Messinian interval, the slopes become detached from the platform (**Figure 5.15 F**). This drastic change is associated on the leeward margin (well Clino) to a hardground (Eberli et al., 1997b) and incised valleys (Principaud et al., 2017), consequences of change in carbonate production. This important stratigraphic discontinuity on the platform is correlated to basinal onlaps. The carbonate production on the platform top is characterized by coarse coral skeletal grainstone while a dominant pelagic sedimentation with few turbiditic activity occurred along both leeward and windward margins. The change in production from Tortonian to Messinian is probably due to global environmental changes as a result of the Late Miocene uplift of the Greater Antilles islands of Cuba and Hispaniola (De Zoeten & Mann, 1991; Mann, 1999) and the closing of the deep water Havana-Matanzas Channel (Iturralde-Vinent et al., 1996; Iturralde-Vinent & MacPhee, 1999; Matos-Maravi et al., 2014).

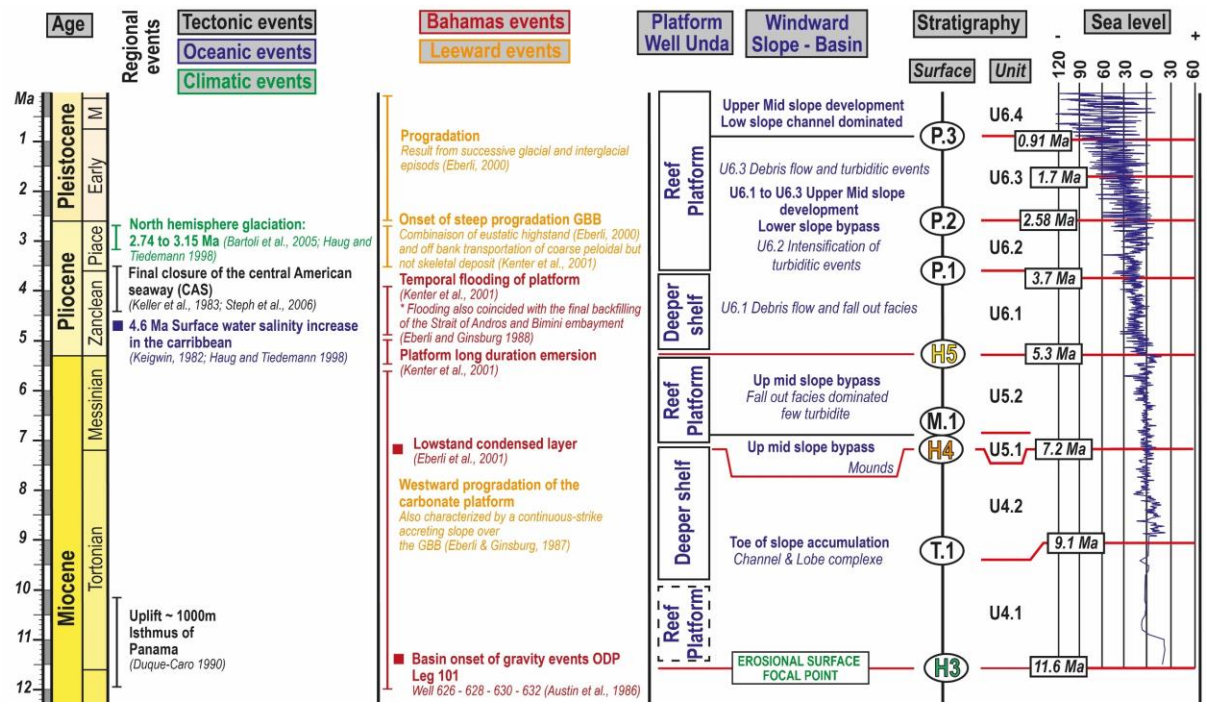


Figure 5.13. Correlations between regional tectonic, climatic, oceanic events from late Miocene to Quaternary with the Bahamas platform and leeward - windward slope-basin evolution correlate with the global sea-level curve (Miller et al., 2011).

The closing restricted water exchange between the Caribbean Basin and the Gulf of Mexico, promoted the path along the Antilles for the Caribbean current system until the Northern Nicaraguan Rise had drowned (Paulat et al., 2018). This could lead to climatic and oceanographic changes in the Bahamas, resulting in a change in carbonate production. Changes in ocean circulation and carbonate production are probably responsible for the change in platform morphology becoming bypass margins.

At this stage the dissymmetry between the leeward and windward margins has significantly increased, in terms of architecture and sediment composition of the slopes (**Figure 5.15**).

The early Early Pliocene leeward slope apron is mud dominated with low angle slope and the windward slope is steeper, dominating by debrites and sedimentary by-passing. During the following intervals, up to the present day, the differences between the two margins and slopes will be stable and irreversible, despite the changes of the sea level (**Figure 5.15**). Overall, the leeward margin exhibits a progradation tendency (around 8 km) and a significant increase in slope angles timewise, up to 45° from (60 to 200 mbsl) (Betzler et al., 1999), with the formation of sea level low-stand wedges, evolving from ramp-like to steep slope morphologies (**Figure 5.15**). As for the windward margin, no major changes appear, maintaining stable angles (around 10°) for the lower slope and a continuous bypass, except for the 0.91/0 Ma interval (**Figure 5.15**).

The leeward margin generally experiences fine sedimentation (wackstone/packstone), except for a few debrites, notably a major one at well 1007 within the 2.1/1.7 Ma interval. On the other hand, the windward margin undergoes coarse sedimentation (grainstone/floatstone/rudstone) with a notable increase in its granular component post 1.7 Ma. Furthermore, the sedimentation rates on the leeward margin are approximately three times higher than those on the windward margin (**Figure 5.14**).

2. Sedimentary processes

Surface H3 represents a regional erosional surface corresponding to the initiation of the Upper Neogene/Quaternary turbiditic system. The initiation of the turbiditic system is indicated on ODP wells Leg 101 (628, 630) by an onset of gravity events since the Middle/Late Miocene (Austin et al., 1986), synchronous with the Panama uplift (Duque-Caro 1990). After 9.1 Ma (T1 surface) (unit 4.2) the connection between Exuma Sound and the Exuma channel is made (**Figure 5.4**).

The nature of the exported sediments in the basins shows some significant differences. On the leeward margins, large debrites rich in corals, red algae and shelf fauna are deposited (Principaud et al., 2017) and form an accumulation of 163 m at well 1007. The distal part is composed by 18 m of ooze deposits at well 1006. In the meantime, most of the windward basin is characterized by a condensed horizon with a very thin (4 m) accumulation (well 632), composed by carbonate ooze and calciturbidites. Middle – Upper Pleistocene platform is characterized by a very low preservation (2 m) between 1.7 and 0.79 Ma at the well Unda. At Clino, 95 m of coral skeletal platform facies are preserved. The whole sequence is strongly affected by erosion surfaces (**Figure 5.14**).

Exuma Sound slope is mainly in bypass due to the steep slope > 10° but some terraces are present indicating sedimentation dominated by ooze with some rare floatstones and packstones (**Figure 5.14**). The Exuma Plateau area is characterized by pelagic sedimentation (Ep.4) (**Table 5.2**). This plateau is incised by distributary channels attesting to important gravitational processes activity, notably density cascading. Sediments from these gullies and channels flow directly into the Exuma Channel. The temporal evolution of the Exuma Channel, that presently shows an average slope of 0.2° over 144 km, is the result of three combined factors: **(a)** since the establishment of the Exuma gravity system, this preferential flow zone is linked to the structural inheritage forming a topographic low with the presence of a normal fault parallel to the platform, **(b)** the successive passage of gravity flows incised it progressively, **(c)** the aggradation of the Exuma plateau was mainly due to pelagic sedimentation, which has accentuated the incisions.

The San Salvador abyssal plain (at 4000 to 5000 m water depth) is characterized since lower Tortonian by two units (U4 and U5) dominated by gravity flows and contourite sedimentary processes. This area is affected by the WBUC current with measured velocity peaks up to 70 cm s^{-1} (Heezen & Hollister, 1971). These velocities are sufficiently high to transport a large volume of fine siliciclastic clays sourced in the Canadian Maritime Provinces into the San Salvador Abyssal Plain (Cartwright,

1985). The deposits of the WBUC at this particular location can be interpreted as a contouritic drift, which is developed at the base of the Bahama Escarpment.

3. What are the major factors controlling the evolution of GBB?

Inherited Morphology and Tectonic Processes

Near Early Tortonian, the inherited morphology of the windward slope leads to steeper slope angles (9°) than on the leeward margin (4°; Betzler et al., 1999) (**Figure 5.15 G**). It is not clear if the steep slopes of Exuma Sound have a tectonic origin. The Andros Strait paleo-depression, which was influenced by Cretaceous normal faults (Eberli & Ginsburg, 1987), serves as an analogue for interpretating the inheritance.

The associated steep slope angles resulted in reduced accumulation on the windward slope and of frequent bypass systems detached from the outer platform and characterized by onlapping deposits (**Figure 5.15 B-C-D-E-F**). Such inherited steep slopes do not favor the progradation of the platform conversely to what is observed on the leeward side (**Figure 5.15**). The higher frequency of gravity events in the windward basin (**Figure 5.14**) might be the result of this inherited profile and subsequent smaller sediment storage capacity on the outer platform (**Figure 5.14 & 5.15**) (Rendle & Reijmer, 2002).

The significant increase of gravity resedimentation during the middle to upper Miocene is correlated to the H3 erosional surface (top Serravallian) overlying continuous hemipelagic facies over the entire Exuma San Salvador system (**Figure 5.4 to 5.10**). In addition, ODP well 626 records debris flows and turbidites with skeletal clasts, oyster and coral debris during the Middle Miocene (Austin et al., 1986). ODP well-1003 records an increase in turbidite frequency since the middle/upper Miocene (Austin et al., 1986). This particular regional event can be related to tectonic activity that took place around 15 million years ago in the Caribbean region, in response to the uplift of Panama (Duque-Caro, 1990) and the closure of the Central American Seaway (CAS) (**Figure 5.13**).

It should be noted that the Pliocene tectonic activity linked to the closure of the CAS impacted the general oceanic current circulation and caused a global ocean re-organization (Mullins et al., 1987; Haug & Tiedemann, 1998; Haug et al., 2001; Reijmer et al., 2002; Bartoli et al., 2005; Steph et al., 2006; Potter & Szatmari, 2009) (**Figure 5.13**). This tectonic activity coincides with the final backfilling of the Strait of Andros and Bimini embayment (Eberli & Ginsburg, 1988).

These tectonic and oceanographic changes can also affect the carbonate factories and the resulting platform morphology such as during the Miocene (transition between the Tortonian and Messinian) (**Figure 5.15**). It may have also triggered the margin collapses found in the basin with massive debrites (**Figure 5.14**). The final closure of the CAS at about 4.7 and 2.7 Ma induced drastic changes in the global thermohaline circulation that may have caused the Late Pliocene North Hemisphere Glaciation (Haug & Tiedemann, 1998; Haug et al., 2001; Bartoli et al., 2005; Steph et al., 2006) and on the leeward margin, this event coincides with the rapid upslope migration of the Santaren Drift along the Middle to Late Pliocene slope apron, where contourites rapidly prograded eastwards (Principaud et al., 2017). Another factor responsible for large submarine collapses can be explained by the tectonic activity, which is still active today in the north and south of Cuba, as evidenced by the recent earthquakes in 2014, 2017 and 2020, reaching magnitudes above 7 (Richter scale).

Shallow-Water Hydrodynamics

Fluxes of exported sediments is controlled by three main factors: carbonate production, tides and storm-induced currents which transfer sediments from the bank to the adjacent basin (Eberli, 2013), combined to dominant winds on the platform top.

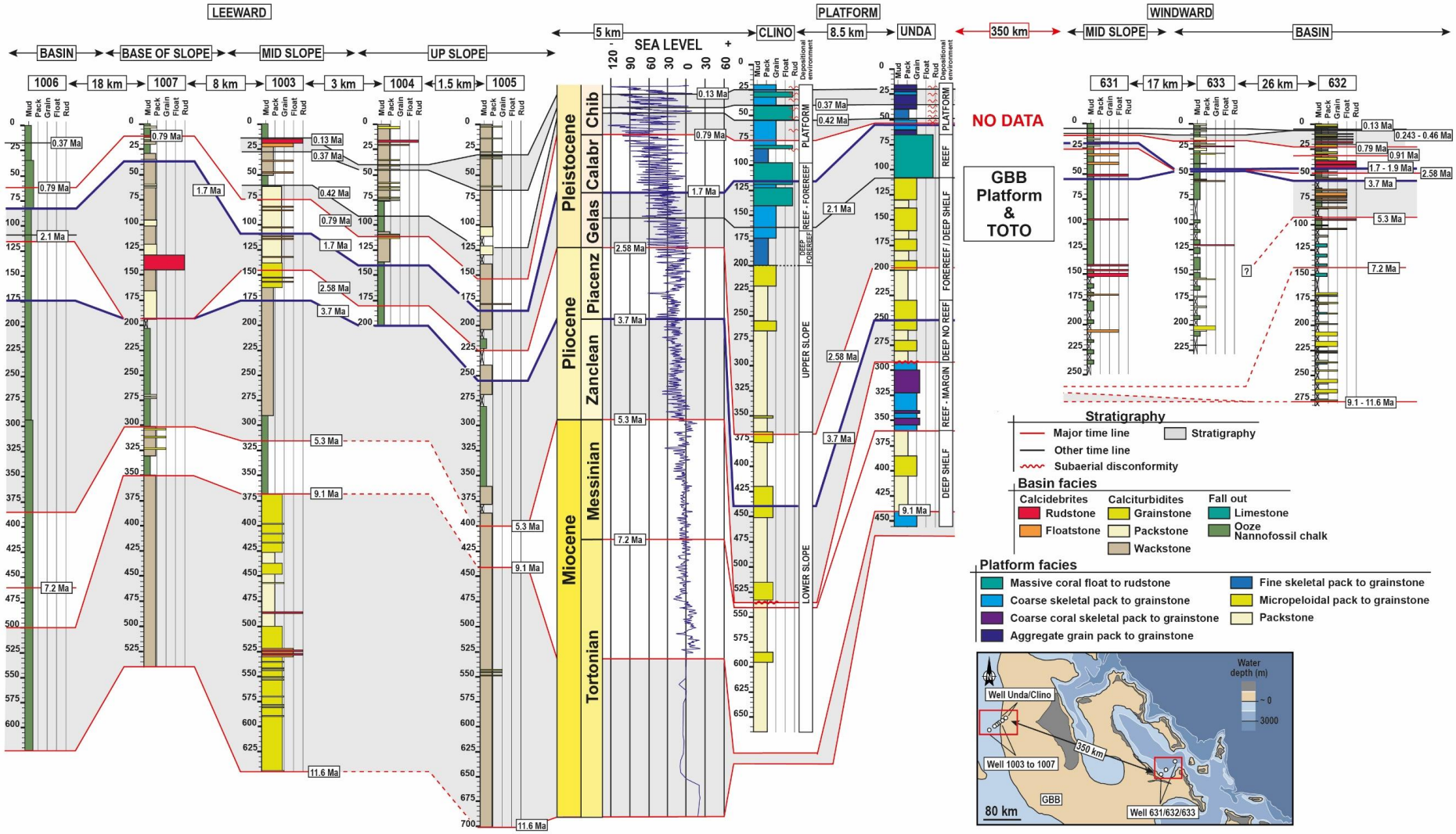


Figure 5.14. Sequence stratigraphic correlation from leeward margin - platform - windward margin across the GBB calibrated on sea-level changes (Miller et al., 2011).

Accommodation space filling is influenced by platform topography and hydrodynamic flows. For example, filling occurs along the platform edges with grainstones in areas of strong tidal exchanges and mud accumulation behind islands (leeward). Conversely, non-deposition areas form where there is no island protection, like the southern GBB, where strong currents persist on the platform top (Purkis et al., 2019).

Areas of vigorous tidal exchange correspond to localities where high-energy ooid shoals have developed along the GBB platform margin (Purkis et al., 2019). While this is not directly connected to Exuma, as illustrated in Purkis et al. (2019) maps depicting currents below 0.4 m/s, the following explanation is attributed to the 150 m resolution of the MIKE model, which exceeds the diameter of numerous tidal channels in the Exuma Cays. The model does not fully account for the high-velocity flows constrained within these narrow channels.

This disparity in model resolution leads to inconsistencies between the predicted hydrodynamic flow rate and the characteristics of the sediment layers. During the Holocene, the predominant areas with underfilled accommodation on the leeward margin are the result of significant off-bank sediment transport (Purkis & Harris, 2016). The higher accumulation of mud-dominated sediments on the leeward margin is the result of the wide extension of the carbonate platform top, the presence of more energetic currents (Purkis et al., 2019) and the action of dominant easterly winds (Wilson & Roberts, 1995). All these factors contribute to the remobilization of fine carbonate particles by tidal currents, and the combination of all these processes can be extrapolated to the Neogene and Quaternary intervals to explain the dominant leeward progradation of Bahamas platform.

Deeper Water Hydrodynamics

The confined windward deep domain of Exuma Sound shows no evidence of contour currents unlike the leeward margin where the slope is greatly impacted by deep currents (Kenter et al., 2001). On the leeward margin, the Tortonian - Early Pliocene sequences are characterized by stratal continuity between the platform edge and deep basin drift (**Figure 5.15 E-G**). The Upper Pliocene drift deposits onlap and erode the lower slope, creating a by-pass area (**Figure 5.15 D**). This evolution was triggered by the strengthening of the Gulf Stream system which includes the Florida currents at 2.9-2.3 Ma (Kaneps, 1979). It could have also influenced the depositional trends in the location of well Clino (Kenter et al., 2001). This period represents the peak intensity of the contour current, possibly due to the closure of the (CAS) (Paulat et al., 2019). During this time, the moat transformed from a small moat to a narrow, steep moat in a large detached drift (Principaud et al, 2017; Paulat et al., 2019). Over the past 3.1 Ma, there has also been a significant increase in the volume of through-flow, with the peak occurring within the last 0.9 Ma (Paulat et al., 2019).

Contour currents can also be responsible for the increase in slope angle. Strong contour currents can contribute to an excessive erosion on the slope and prevent the accumulation of sediment at this location (Wunsch et al., 2018) (**Figure 5.15 A-B-C**). The difference in sand/mud ratio between the leeward and the windward margins can be explained by the absence of contour currents in Exuma Sound. The contour currents have the capacity of winnowing fine-grained sediments, reshaping the grain-size distribution along the platform margin with coarse grained sediments trapped at the toe-of-slope instead of fine muddy sediments (Betzler et al., 2014).

Leeward margin with thicker and muddier sediment accumulation can be explained by the deposition of contourites which are interdigitated with the sediments exported from the platform. Within San Salvador, the deep current of the Western Boundary Undercurrent (WBUC) has an impact on the architecture of the abyssal plain, forming a contourite drift at the base of the Blake Bahama Escarpment. Furthermore, this current is likely responsible for the erosion of fine particles within the San Salvador turbidite lobe.

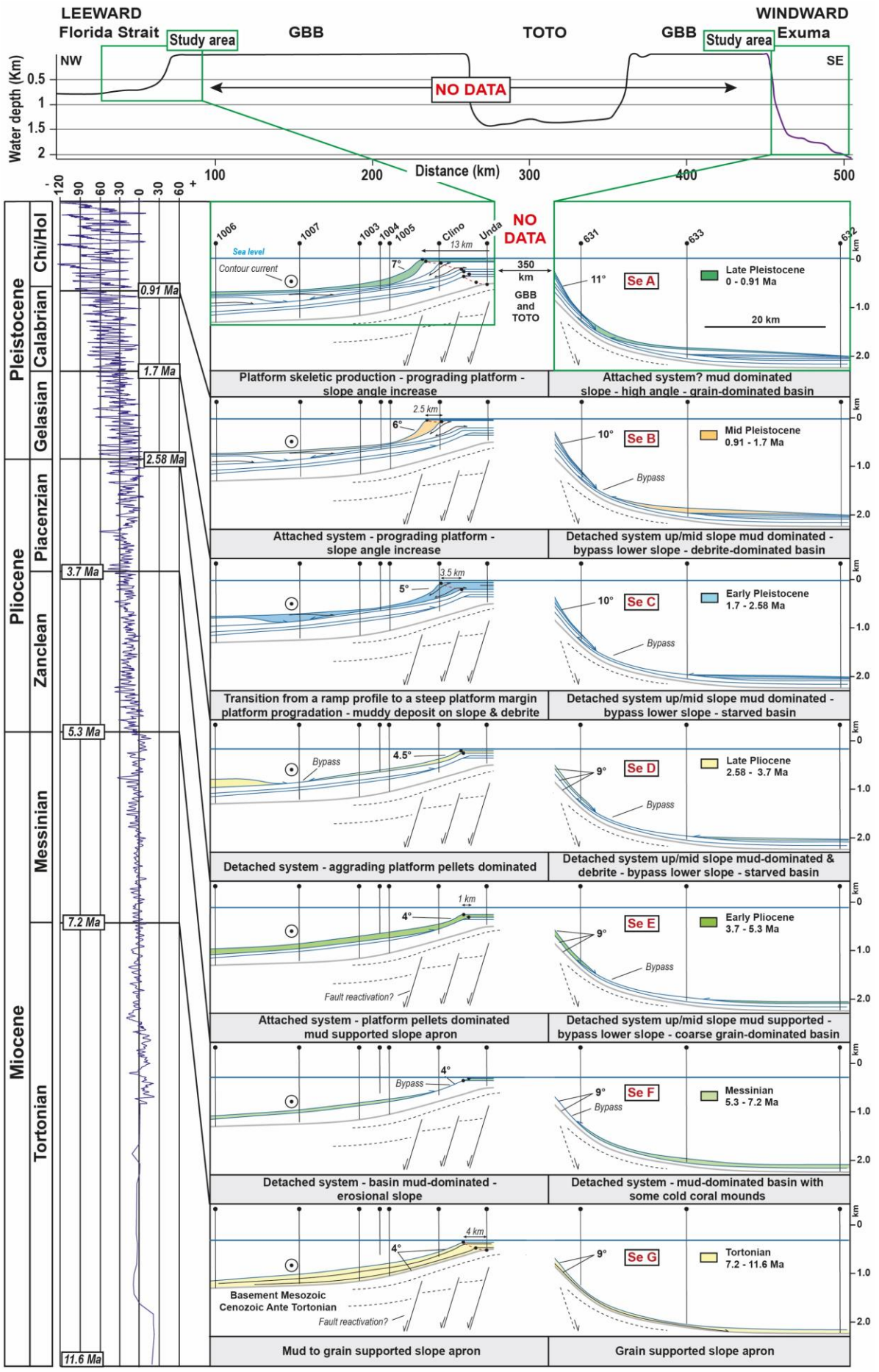

LEEWARD
Florida Strait
Study area
GBB
TOTO
GBB
Study area
WINDWARD
Exuma
NW
SE
Water depth (Km)
0.5
1
1.5
2
NO DATA
100
200
Distance (km)
300
400
500
- 120
90
60
30
0
30
60 +
Pleistocene
Pliocene
Miocene
Chi/Hol
Calabrian
Gelasian
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
0.91 Ma
1.7 Ma
2.58 Ma
3.7 Ma
5.3 Ma
7.2 Ma
11.6 Ma
1006
1007
1003
1004
1005
Clino
Unda
13 km
Sea level
Contour current
7°
NO DATA
350 km
GBB and TOTO
631
633
632
11°
Se A
Late Pleistocene
0 - 0.91 Ma
20 km
Platform skeletic production - prograding platform - slope angle increase
Attached system? mud dominated slope - high angle - grain-dominated basin
2.5 km
6°
10°
Se B
Mid Pleistocene
0.91 - 1.7 Ma
Bypass
Attached system - prograding platform - slope angle increase
Detached system up/mid slope mud dominated - bypass lower slope - debrite-dominated basin
3.5 km
5°
10°
Se C
Early Pleistocene
1.7 - 2.58 Ma
Bypass
Transition from a ramp profile to a steep platform margin platform progradation - muddy deposit on slope & debrite
Detached system up/mid slope mud dominated - bypass lower slope - starved basin
Bypass
4.5°
9°
Se D
Late Pliocene
2.58 - 3.7 Ma
Bypass
Detached system - aggrading platform pellets dominated
Detached system up/mid slope mud-dominated & debrite - bypass lower slope - starved basin
1 km
4°
9°
Se E
Early Pliocene
3.7 - 5.3 Ma
Bypass
Fault reactivation?
Attached system - platform pellets dominated mud supported slope apron
Detached system up/mid slope mud supported - bypass lower slope - coarse grain-dominated basin
4°
Bypass
9°
Se F
Messinian
5.3 - 7.2 Ma
Bypass
Detached system - basin mud-dominated - erosional slope
Detached system - mud-dominated basin with some cold coral mounds
4 km
4°
9°
Se G
Tortonian
7.2 - 11.6 Ma
Basement Mesozoic
Cenozoic Ante Tortonian
Fault reactivation?
Mud to grain supported slope apron
Grain supported slope apron

Figure 5.15. Conceptual stratigraphic architecture of the leeward and windward Bahamas platform margins correlated to sea-level changes (Miller et al., 2011). (Se A) Late Pleistocene. (Se B) Mid Pleistocene. (Se C) Early Pleistocene. (Se D) Late Pliocene. (Se E) Early Pliocene. (Se F) Messinian. (Se G) Tortonian.

Sea level Changes

The stratigraphic asymmetry of the leeward and windward margins is likely to be amplified by the accommodation trends, particularly by the amplitude and frequency of sea-level changes since the Tortonian (**Figure 5.16**). Three main intervals of sea-level oscillations can be distinguished since the Tortonian, overprinting the overall linear trend of subsidence: **1)** the Miocene with small amplitude (< 40 m) sea-level changes, **2)** the Pliocene with moderate sea-level fluctuations (60 – 70 m) and **3)** the Pleistocene with high amplitudes (100 – 120 m) and relatively high frequencies sea-level changes.

Indeed, the differential evolution of the stratigraphic architectures of the leeward and windward margins is mainly influenced by these sea-level patterns (**Figure 5.15 & 5.16**). The strong asymmetry of the two margins, especially the progradation of the leeward margin, amplified during the Pleistocene, forced by the high amplitude drops in sea level. During the late Pliocene, shelf-slope progradation is interpreted as resulting from successive glacial and inter-glacial episodes (Eberli, 2000) and very coarse skeletal grains were deposited on the leeward upper slope (Kenter et al., 2001). Moreover, the interpretation of temporal flooding of the platform during the early Pliocene by Kenter et al. (2001) is consistent with these observations in Exuma Sound. This sudden flooding can be related to final backfilling of the Strait of Andros and Bimini embayment (Eberli & Ginsburg, 1988). The late Pliocene deposits mark an onset of a steep prograding margin related to a combination of eustatic highstand (Eberli, 2000) and a worldwide climatic cooling (Kenter et al., 2001). Because rapid reef progradation occurred near the end of the Pliocene and during early Pleistocene (Eberli et al., 1997b), an intensification of turbiditic deposits is observed in Exuma Sound basin (**Figure 5.14**).

Due to the high frequency of eustatic cycles during the Late Pleistocene, successive and rapid floodings of the platform top during highstands triggered a high carbonate production and the shedding of sediments along the leeward margin (Droxler and Schlager, 1985; Schlager et al., 1994; Jorry et al., 2010). In the opposite case, the windward margin did not prograde and an autocyclic correction of this margin was required. Turbidites in highstand wedges phase reached maximum thickness, frequency and accumulation rates during the early highstands (Droxler & Schlager, 1985; Reijmer et al., 1988). The same trend is observed in the Great Barrier Reef (Australia) (Webster & Davies, 2003; Webster et al., 2012, 2016, 2018; Puga-Bernabéu et al., 2011, 2013, 2014, 2017; Schmitt, 2018; Sanborn et al., 2019), along the northern Nicaragua Rise (Andersen et al., 2003; Glaser and Droxler 1991; Jorry et al., 2010) and around isolated platforms in the SW Indian Ocean (Counts et al., 2018, 2019, 2021; Jorry et al., 2020), with an increase in turbidite frequency during interglacial periods over the last 400 kyr.

Late Quaternary climate cycles of 100 kyr periodicity is a potential factor that may have had a significant impact on the establishment of carbonate platforms including barrier reefs and atolls (Davies & Kinsey, 1977; Davies & Hopley, 1983; Droxler & Jorry, 2013, 2021), and on other tropical reefs around the world which had a major change in carbonate production and in platform morphology (Davies & Kinsey, 1977; Davies & Hopley, 1983; Montaggioni et al., 2015). Low sea-level amplitudes lead to low progradation of the leeward margin ramp system and to low carbonate production and export for both margins. It is noticeable that an apron slope system was developed along the windward margin during this regime. The architecture of the leeward margin appears to be more sensitive to sea-level changes than the windward margin because of its lower initial slope angle, which allows wider carbonate production areas.

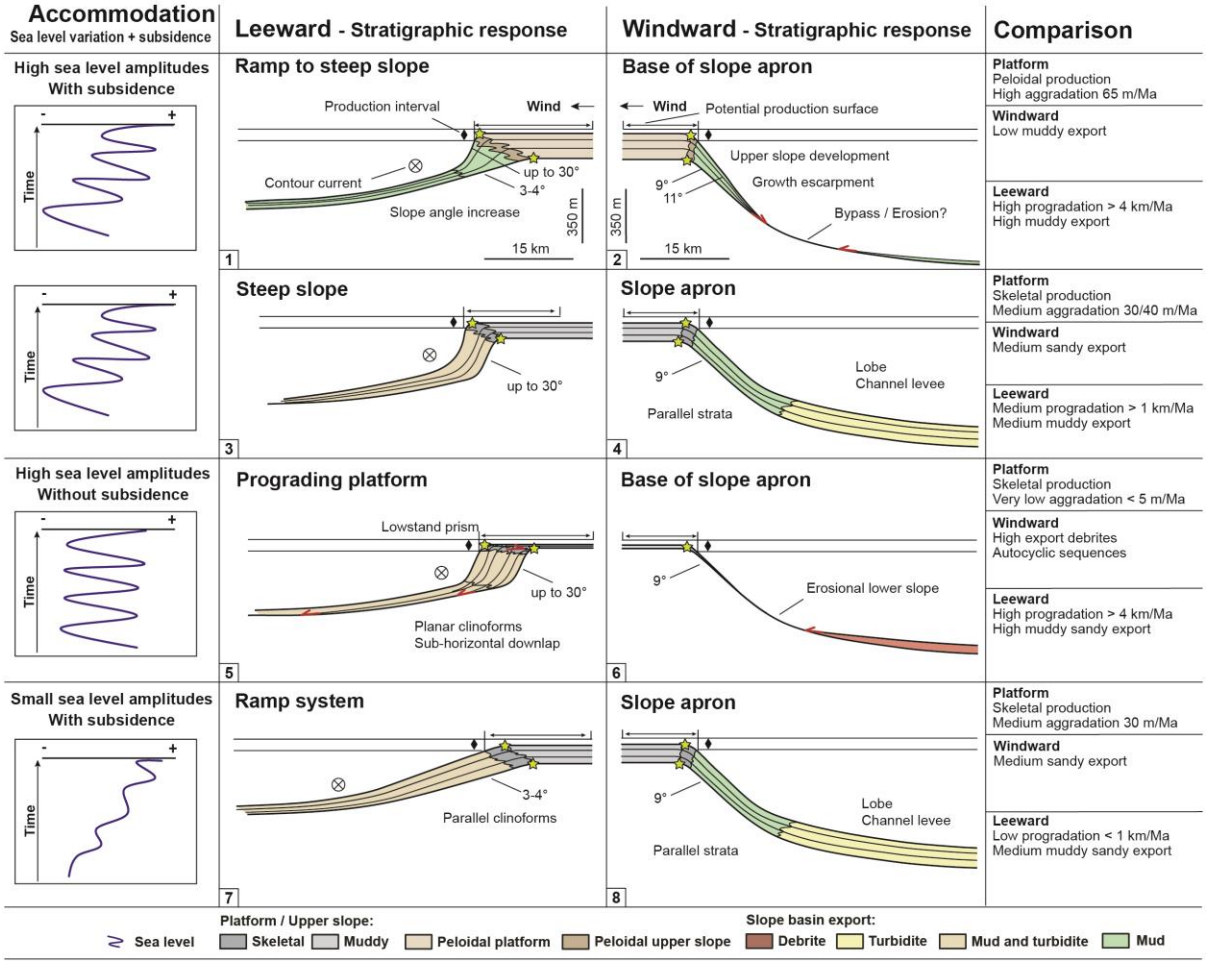


Figure 5.16. Diagram summarizing the subdivision of slope systems into four groups for the leeward and windward margin according to their initial topography, carbonate factory and their response to accommodation trend. The main takeaway message is that stratigraphic and sedimentary response captured from seismic and well data have to be put in the entire Bahama system and represents predictive models in terms of stratigraphic response and sedimentary properties.

5.2.8 - Conclusions

This study highlights the presence of both confined and unconfined large turbiditic systems along leeward and windward margins of the Great Bahama Bank. The high-resolution seismic data reveals multiple sedimentary geometries interpreted as debrites, turbiditic channels and levees, turbiditic lobes and lobes complexes along the Exuma Sound slope / basin and deep marine abyssal plain. The channels levee systems have relevant thicknesses and width variations, with different geometric expression from highly to poorly confined, and show successive phases of sediment infilling dominated by debris flows to turbidite inputs. The resulting multi-storey, constructive and depositional channels show vertical and lateral stack with symmetrical and dissymmetrical associated levees. The lobes have also strong height and width variations. Overall, the geometry, the shape and size of the channels levees and lobes are like those observed in siliciclastic systems.

Despite an apparent similar accretionary tendency since the Tortonian, progradation of leeward and windward slopes are different. The leeward margin prograde over 13 km basinwards whereas the windward margin is mainly in aggradation with bypass slope. The morphology of the leeward margin is changing considerably, from a ramp-like morphology (4°) to a steep slope with establishment of lowstand wedges, whereas the windward margin does not shown these siginificant slope angle changes.

The role of the inherited morphology has a strong impact on the depositional model evolution between both windward and leeward margins, explaining at the first order the dissymmetry, the differences in facies and the thickness variations. The high angle inherited slope of the windward margin favors platform aggradation margin and development of a resedimented detached bypass system rather than progradation. The large-scale tectonic activity plays a significant role in the global oceanographic circulation, influencing carbonate production and, consequently, impacting the evolution of the stratigraphic architecture of the Great Bahama Bank.

The preferential wind direction influences the distribution of platform facies and the export. The higher rate and muddier fraction on the leeward margin are the result of the preferential wind direction.

Contour currents have a huge impact on the architecture and the increase in slope angle of leeward margin. In this study the application of carbonate slope and gravity deposits (CSGD) classification on depositional model between leeward and windward margins allow to underline two important points: **(1)** the spatial relationship with the carbonate factory as a source of the exported carbonate sediments and **(2)** the nature of the escarpment and the presence of contour currents.

Sea level variations have a greater impact on the platform geometry of the leeward margin than the windward margin due to the low slope angle and large platform. This low slope angle favors platform evolution with significant progradation, especially during the Pleistocene increase of sea-level cycles frequency and amplitude. Moreover, the increase in sea-level cycle frequency and amplitude balances an increase in sediment gravity exports in both margins.

The realization of a unique conceptual model illustrating the evolution of the windward and leeward margins since the Tortonian is possible even though the two margins are more than 350 km apart (**Figure 5.15**).

Data Availability Statements: The seismic data are from the CARAMBAR 2 mission DOI: 10.17600/16001500 and are confidential. Drilling data come from the ODP Leg 166: doi: 10.2973/odp.proc.ir.166.1997 and ODP Leg 101: doi: 10.2973/odp.proc.ir.101.1986 and the BDP mission and are public.

Declaration of Interests: None

5.3 - Références bibliographiques du chapitre V

A

Adams, E.W., Kenter, J.A., Verwer, K., Playton, T.E., Harris, P.M., (2013). So different, yet so similar: comparing and contrasting siliciclastic and carbonate slopes. Deposits, Architecture, and Controls of Carbonate Margin, Slope, and Basinal Settings: SEPM, Special Publication, 105, 14-25.

Andresen, N., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., (2003). Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). International Journal of Earth Sciences 92, 573-592.

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 current. Bulletin of the Geological Society of America 112 (6), 829–844.

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

Austin, J.A., Ewing, J.L., Ladd, J.W., Mullins, H.T., Sheridan, R.E., (1988). Seismic stratigraphic implications of ODP Leg 101 site surveys. Proc. scientific results, ODP, Leg 101, Bahamas, 391-424.

B

Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schonberg, D., Lea, D.W., (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. Earth Planet. Sci. Lett., 237, 33–44.

Bernet, K.H., Eberli, G.P., & Gilli, A., (2000). Turbidite frequency and composition in the distal part of the Bahamas transect. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Vol. 166 (Ed. by P.K. Swart, G.P. Eberli, M.J. Malone & F.J. Sarg) College Station, Texas, Ocean Drilling Program, 166, 45–60.

Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology 46 (6), 1127–1143.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: the combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology 42 (10), 871–874.

Boardmann, M.R., (1978). Holocene Deposition in Northwest Providence Channel, Bahamas: A Geochemical Approach. PhD Thesis, University of North Carolina, Chapel Hill, NC, 117 pp.

Borgomano, J., Lanteaume, C., Léonide, P., Fournier, F., Montaggioni, L., Masse, J.P., (2020). Quantitative carbonate sequence stratigraphy: Insights from stratigraphic forward models. Aapg Bulletin. 104. 10.1306/11111917396.

Budd, A.F., Manfrino, C.M., (2001). Coral Assemblages and Reef Environments in the Bahamas Drilling Project Cores. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 41–60.

Busson, J., (2018). Caracterisation et modelisation des transferts gravitaires de la plate-forme au bassin en contexte carbonate, PhD, University of Bordeaux (300 pp.).

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology. 379.

Busson, J., Teles, V., Mulder, T., Joseph, P., Guy, N., Bouziat, A., Danquigny, C., Poli, E., Borgomano, J., (2021). Submarine landslides on a carbonate platform slope: forward numerical modelling of mechanical stratigraphy and scenarios of failure precondition. Landslides 18, 595–618.

C

Cartwright, R.A., (1985). Provenance and sedimentology of carbonates turbidites from two deep-sea fans, Bahamas, Msc. Thesis, University of Miami.

Counts, J.W., Jorry, S.J., Leroux, E., Miramontes, E., Jouet, G., (2018). Sedimentation adjacent to atolls and volcano-cored carbonate platforms in the Mozambique Channel (SW Indian Ocean). Mar. Geol. 404, 41–59.

Counts, J.W., Jorry, S.J., Vazquez Riveiros, N., Jouet, G., Giraudeau, J., Cheron, S., Boissier, A., Miramontes, E., (2019). A Late Quaternary record of highstand shedding from an isolated carbonate platform (Juan de Nova, southern Indian Ocean). Depositional Rec. 5, 540–557.

Counts, J.W., Jorry, S.J., Vazquez Riveiros, N., Amy, L.A., Dennielou, E., Jouet, G., (2021). Sedimentology and distribution of late quaternary calciturbidites and calcidebrites in the Mozambique Channel (Southwest Indian Ocean). Facies 67 :17.

Crevello, P.D., Schlager, W., (1980). Carbonate Debris Sheets and Turbidites, Exuma Sound, Bahamas. Journal of Sedimentary Research, Vol. 50 (4), 1121–1147.

D

Davies, P.J. and Kinsey, D.W. (1977). Holocene reef growth - One Tree Island, Great Barrier Reef. Marine Geology, 24, M1-M11.

Davies, P.J. and Hopley, D. (1983). Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. BMR Journal of Australian Geology & Geophysics, 8, 237-251.

De Zoeten, R., and Mann, P., (1991). Structural geology and Cenozoic Tectonic history of the Central Cordillera Septentrional, Dominican Republic. In: Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola (Eds P. Mann, G. Draper and J.F. Lewis), Geological Society of America Special Paper, 262, 265–280.

Droxler, A.W., Schlager, W., (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology, 13, 799–802.

Droxler, A.W., Bruce, C.H., Sager, W.W. and Watkins, D.H. (1988). Pliocene-Pleistocene variations in aragonite content and planktonic oxygen-isotope record in Bahamian periplatform ooze, Hole 633A. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Eds J.A. Austin Jr., W. Schlager and et al.), 101, pp. 221-244. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

Droxler, A.W., Jorry, S.J., (2013). Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental Shelf Edges. Annual Review of Marine Science, 5, 1, 165-190.

Droxler, A.W., Jorry, S.J., (2021). The Origin of Modern Atolls: Challenging Darwin's Deeply Ingrained Theory. Annual Review of Marine Science 13:537-73.

Duque-Caro, H., (1990). Neogene stratigraphy, paleoceanography and paleobiogeography in Northwest South America and the evolution of the Panama seaway. Palaeogeography, Palaeoclimatol, Palaeoecol, 77, 203–234.

E

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1987). Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. Geology, 15, 75–79.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1988). Aggrading and prograding infill of buried Cenozoic seaways, northwestern Great Bahama Bank. In: Atlas of Seismic Stratigraphy (Ed. by A.W. Bally) Am. Assoc. Pet. Geol. Stud. Geol., 2, 97–103.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1989). Cenozoic progradation of northwestern Great Bahama Bank, a record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. In: Controls on Carbonate Platform and Basin Systems (Ed. by P.D. Crevello, J.A. Wilson, J.F. Read & F.J. Sarg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 44, 339–351.

Eberli, G.P., Kendall, C.G.S.C., Moore, P., Whittle, G.L., Cannon, R., (1994). Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. AAPG Bulletin, 78, 981-1004.

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., (2000). The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results. Vol. 166.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kenter, J.A.M., McNeill, D.F., Melim, L.A., (2001). Calibration of Seismic Sequence Stratigraphy with Cores and Logs. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70.

Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., Kroon, D., Sato, T., Wright, J.D., (2002). The chronostratigraphic significance of seismic reflections along the Bahamas Transect. Marine Geology, 185, pp. 1-17.

Eberli, G., (2013). The uncertainties involved in extracting amplitude and frequency of orbitally driven sea-level fluctuations from shallow- water carbonate cycles. Sedimentology. 60. 64-84.

F

Folland, C.K., Salinger, M.J., Rayner, N., (1997). A comparison of annual South Pacific island and ocean surface temperatures. Weather and Climate. 17. 23-42.

G

Ginsburg, R.N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication 70.

Glaser, K.S., Droxler, A.W., (1991). High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, Northern Nicaragua Rise. Journal of Sedimentary Petrology 61, 128-142.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D. and Ogg, G.M. (2012). The Geologic Time Scale 2012. Elsevier BV, Amsterdam.

Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., McNeil, D.F., (1991). Morphology and development of modern carbonate foreslopes, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Larue, D.K., Draper, G. (Eds.), Transactions of the 12th Caribbean Geological Conference, St. Croix, US Virgin Islands, pp. 27-32.

H

Hallenberger, M., Reuning, L., Back, S., Gallagher, S.J., Iwatani, H., Lindhorst, K., (2022). Climate and sea-level controlling internal architecture of a Quaternary carbonate ramp (Northwest Shelf of Australia). Sedimentology, 69: 1276-1300.

Harwood, G.M., Towers, P.A., (1988). Seismic sedimentological interpretation of a carbonate slope, north margin of Little Bahama Bank. In: Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., et al. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg. 101, pp. 263–277.

Haug, G.H., Tiedemann, R., (1998). Effect of the formation of the Isthmus of Panama on

Atlantic Ocean thermohaline circulation. Nature, 393, 673–676.

Haug, G.H., Tiedemann, R., Zahn, R. and Ravelo, A.C., (2001). Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. Geology, 29, 207-210.

Harris, P.M.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K., Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology 62 (2), 566–589.

Heezen, B.C., Hollister, C.D., (1971). The Face of de Deep. Oxford University Press, London 659 pp.

Hine, A.C., Neumann, A.C., (1977). Shallow carbonate bank margin growth and structure, Little Bahama Bank, Bahamas. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 61, 376-406.

Hollister, C.D., Ewing, J.I., Habib, D., Hathaway, J.C., Lancelot, Y., Luterbacher, H., Paulus, F.J., Wylie Poag, C., Wilcoxon, J.A., Paula Worstell, P., (1972). Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, Volume 11: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 1077 pp.

I

Iturralde-Vinent, M.A., Hubbell, G., and Rojas, R., (1996). Catalogue of Cuban fossil Elasmobranchii (Paleocene to Pliocene) and paleogeographic implications of their Lower to Middle Miocene occurrence. Boletin de la Sociedad Jamaicana de Geologia, 31, 7–21.

Iturralde-Vinent, M.A., and MacPhee, R.D.E., (1999). Paleogeography of the Caribbean region: Implications for Cenozoic biogeography. Bull. Am. Mus. Nat. Hist., 238, 1–95.

J

Jorry, S.J., Droxler, A.W., Francis, J.M., (2010). Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. Quat. Sci. Rev. 29, 2010–2026.

Jorry, S.J., Jouet, G., Edinger, E.N., Toucanne, S., Counts, J.W., Miramontes, E., Courgeon, S., Vázquez Riveiros, N., Le Roy, P., Camoin, G.F., (2020). From platform top to adjacent deep sea: New source-to-sink insights into carbonate sediment production and transfer in the SW Indian Ocean (Glorieuses archipelago). Marine Geology 423, 106144.

K

Kaneps, A.G., (1979). Gulf Stream velocity fluctuations during the Late Cenozoic: Science, v. 204, p297-301.

Keller, G., Barron, J.A., (1983). Paleoceanographic implications of miocene deep-sea hiatuses. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 590–613.

Kendall, C.G., Schlager, W., (1981). Carbonates and relative changes in sea level. Marine Geology, 44, (1-2), 181-212.

Kenter, J.A.M., (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology, 37 (5), 777-794.

Kenter, J.A.M., Ginsburg, R.N., Troelstra, S.R., (2001). The Western Great Bahama Bank: sea-level-driven sedimentation patterns on the slope and margin. In: Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project (Ed. by R.N. Ginsburg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 70, 61-100.

Kenter, J.A., Harris, P.M.M., Della Porta, G., (2005). Steep microbial boundstone-dominated platform margins examples and implications. Sedimentary Geology, 178 (1-2), 5-30.

Kuhn, G. and Meischner, D., (1988). Quaternary and Pliocene turbidites in the Bahamas, Leg 101, Sites 628, 632, and 635. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Eds J.A. Austin Jr., W. Schlager and et al.), 101, pp. 203-212. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

L

Ladd, J.W., Sheridan, R.E., (1987). Seismic stratigraphy of the Bahamas. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V.71, N6 (June 1987), p 719-736.

Lantzsch, H., Roth, S., Reijmer, J.J.G., Kinkel, H., (2007). Sea-level-related resedimentation processes on the northern slope of Little Bahama Bank (Middle Pleistocene to Holocene). Sedimentology 54: 1307–1322.

Le Goff, J., Slootman, A., Mulder, T., Cavailhes, T., Ducassou, E., Hanquiez, V., Jaballah, J. and Reijmer, J.J.G. (2020). On the architecture of intra-formational Mass-Transport Deposits: Insights from the carbonate slopes of Great Bahama Bank and the Apulian Carbonate Platform. Marine Geology, 427, 106205.

Le Goff, J., Recouvreur, A., Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Ducassou, E., Perellò, M.-C., Hanquiez, V., Gillet, H., Cavailhes, T. and Fabregas, N. (2021). Linking carbonate sediment transfer to seafloor morphology: Insights from Exuma Valley, the Bahamas. Sedimentology, 68, 609-638.

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.

M

Mann, P., (1999). Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to Present. In: Caribbean Basins (Ed. P. Mann), Sedimentary Basins of the World, 4, pp. 3–31.

Masaferro Jose, L., Poblet, J., Bulnes, M., Eberli Gregor, P., Dixon Timothy, H. and Mc, C.K.E.N. (1999). Palaeogene-Neogene/present day(?) growth folding in the Bahamian foreland of the Cuban fold and thrust belt. Journal of the Geological Society, 156, 617-631.

Matos-Maravi, P., Aguila, R.N., Pena, C., Miller, J.Y., Sourakov, A., and Wahlberg, N., (2014). Causes of endemic radiation in the Caribbean: evidence from the historical biogeography and diversification of the butterfly genus Calisto (Nymphalidae: Satyrinae: Satyrini). BioMed Central Evol. Biol., 14, 199.

Mcllreath, I.A., James, N.P., (1978). Carbonate slopes. In: Walker, R.G., (Ed.), Facies Models, Geological Association of Canada, Geoscience Canada Series, 245-257.

Mcneill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 101–136.

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 Res. Part I, 51, 1397-1415.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., (2011). Sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24, 40-53.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 117-133.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 53-62.

Montaggioni, L.F., Borgomano, J., Fournier, F., Granjeon, D., (2015). Quaternary atoll development: new insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean). Sedimentology 62 (2), 466–500.

Mulder, T., (2010). CARAMBAR cruise, RV Le Suroît, https://doi.org/10.17600/10020080.

Mulder, T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante, https://doi.org/10.17600/16001500.

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., (2019). Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting, Marine Geology 407, pp. 316-333.

Mullins, H.T., Lynts, G.W., (1977). Origin of northwestern Bahama Platform: review and reinterpretation. Geol. Soc. Am. Bull. 88, 1447-1461.

Mullins, H.T., Neumann, A.C., (1979). Geology of the Miami Terrace and its paleo-oceanographic implications. Mar. Geol., 30, 205–236.

Mullins, H.T., (1983). Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas, in, Cook, H.E., Hine, A.C., and Mullins, H.T., eds., Platform Margin and Deep Water Carbonates: SEPM Short Course Notes 12, p. 4.1-4.138.

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(1-2), 37-79.

Mullins, H.T., Gardulski, A.F., Wise, S.W., Applegate, J., (1987). Middle Miocene oceanographic event in the Eastern Gulf of Mexico: implications for seismic stratigraphic succession and Loop Current/Gulf Stream circulation. Geol. Soc. Am. Bull., 98, 702–713.

P

Paulat, M., Lüdmann, T., Betzler, C. and Eberli, G.P. (2019). Neogene palaeoceanographic changes recorded in a carbonate contourite drift (Santaren Channel, Bahamas). Sedimentology, 66: 1361-1385.

Playton, T., Janson, X., Kerans, C., (2010). Carbonate slopes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W., (Eds.), Facies models 4, The Geological Association of Canada, 449-476.

Posamentier, H.W., (2003). Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico, Marine and Petroleum Geology, Volume 20, Issues 6–8, Pages 677-690.

Potter, P.E., Szatmari, P., (2009). Global miocene tectonics and the modern world. Earth Sci. Rev., 96, 279–295.

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, v. 317, p. 27-42.

Principaud, M., Ponte, J.P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., (2017). Slope-to-basin stratigraphic evolution of the northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: interactions between downslope and bottom currents deposits. Basin Research 29 (6), 699–724.

Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J. and 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.

Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J. and 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.

Puga-Bernabéu, Á., Webster, J.M., Beaman, R.J., Reimer, P.J. and Renema, W. (2014). Filling the gap: A 60-ky record of mixed carbonate-siliciclastic turbidite deposition from the Great Barrier Reef. Marine and Petroleum Geology, 50, 40-50.

Puga-Bernabéu, Á., Beaman, R.J., Webster, J.M., Thomas, A.L. and Jacobsen, G. (2017). Gloria Knolls Slide: A prominent submarine landslide complex on the Great Barrier Reef

margin of north-eastern Australia. Marine Geology, 385, 68-83.

Purkis, S.J., Harris, P.M., (2016). The extent and patterns of sediment filling of accommodation space on Great Bahama Bank. Journal of Sedimentary Research, 86, 294–310.

Purkis, S.J., Harris, P.M., Cavalcante, G., (2019). Controls of Depositional Facies Patterns on a Modern Carbonate Platform: Insight from Hydrodynamic Modelling. The Depositional Record.

R

Ravenne, C., Le Quellec, P., Rabate, J., Euriat F., (1983). Projet B.A.C.A.R. Recherche de modèles de sédimentation pour les corps sédimentaires carbonatés profonds situés au débouché des canyons entaillant la plate-forme des Bahamas Rapport IFP 31837.

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 Mar. Geol., 352, pp. 111-154.

Recouvreur, A., Fabregas, N., Mulder, T., Hanquiez, V., Fauquembergue, K., Tournadour, E., Gillet, H., Borgomano, J., Poli, E., Kucharski, J.B., Wilk, S., (2021). Geomorphology of a modern carbonate slope system and associated sedimentary processes: Example of the giant Great Abaco Canyon, Bahamas. Sedimentology, 68: 266-293.

Recouvreur, A., (2021). Morphologie, architecture et mise en place d'un système carbonaté profond alimenté par un canyon (Escarpement de Blake, Bahamas), (Ph.D. thesis). Université de Bordeaux, Bordeaux.

Reijmer, J.J.G., Schlager, W. and Droxler, A.W., (1988). Site 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian basin. In: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Leg 101 (Eds J.A. Austin Jr., W. Schlager and et al.), 101, pp. 213-220. Ocean Drilling Program, College Station (TX).

Reijmer, J.J.G., Schlager, W., Bosscher, H., Beets, C.J. and McNeill, D.F. (1992). Pliocene/Pleistocene platform facies transition recorded in calciturbidites (Exuma Sound, Bahamas). Sedimentary Geology, Expressed, 78, 171-179.

Reijmer, J.J.G., Betzler, C., Kroon, D., Tiedemann, R. and 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., Swart, P.K., Bauch, T., Otto, R., Reuning, L., Roth, S. and Zechel, S. (2009). A reevaluation of facies on Great Bahama Bank I: new facies maps of western Great Bahama Bank. In: Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg (Eds P.K. Swart, G.P. Eberli and J.A. McKenzie), Special Publication 41 Int. Assoc. Sedimentol., pp. 29-46. Wiley-Blackwell-IAS, Oxford.

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.

Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Borgomano, J., (2015a). Carbonate slopes and gravity deposits. 315, pp. 83-90.

Reijmer, J.J.G., Palmieri, P., Groen, R. and Floquet, M. (2015b). Calciturbidites and calcidebrites: Sea-level variations or tectonic processes? Sedimentary Geology, 317, 53-70.

Rendle, R. H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D., Henderson, G. M., (2000). 6. Mineralogy and Sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward Margin of Great Bahama Bank. In Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), 2000 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 166.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., (2002). Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. Marine Geology 185 (1–2), 143–164.

Rendle-Bühring, R.H. and Reijmer, J.J.G. (2005). Controls on grain-size patterns in periplatform carbonates: Marginal setting

versus glacio-eustacy. Sedimentary Geology, 175, 99-113.

S

Sanborn, K.L., Webster, J.M., Webb, G.E., Braga, J.C., Humblet, M., Nothdurft, L., Patterson, M.A., Dechnik, B., Warner, S., Graham, T., Murphy, R.J., Yokoyama, Y., Obrochta, S.P. and Zhao, J.-x. (2019). A new model of Holocene reef initiation and growth in response to sea-level rise on the Southern Great Barrier Reef. Sedimentary Geology, 105556.

Schlager, W., Chermak, A., (1979). Sediment facies of platform basin-transition, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Geology of Continental Slopes (Ed. by L.J. Doyle & O.H. Pilkey) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 27, 193–207.

Schlager, W., Ginsburg, R.N., (1981). Bahama carbonate platforms - the deep and the past. Mar. Geol. 44, 1-24.

Schlager, W., Austin, J.R., J.A., Corso, W., McNulty, C.I., Flüegel, E., Renz, O., Steinmetz, J.C., (1984). Early Cretaceous platform reentrant and escarpment erosion in the Bahamas. Geology 12, 147-150.

Schlager, W., Camber, O., (1986). Submarine slope angles, drowning unconformities and self-erosion of limestone escarpments. Geology; 14:762–5.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. J. Sed. Res., 64, 270–281.

Schmitt, A., (2018). Histoire de l'expansion des récifs barrières du Sud-Ouest Pacifique au cours des dernièrs 1,5 Ma : lien entre la production carbonatée, les dépôts de turbidites et les changements environnementaux, (Ph.D. thesis). Université de Nantes, Nantes.

Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Bryan, G.M., Stoffa, P.L., (1981). Stratigraphy and structure of southern Blake Plateau, northern Florida Straits, and northern Bahama Platform from multichannel seismic reflection data. AAPG Bulletin, 65, 2571-2593.

Spence, G.H. and Tucker, M.E. (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. Sedimentary Geology, 112, 163-193.

Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Nurnberg, D., Reuning, L., Schulz, M., Haug, G.H., (2006). Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. Paleoceanography, 21, 1–25.

T

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. Sediment. Geol. 317, 9–26.

V

Vail, P.R., Mitchum, R.M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 1: overview. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 51-52.

Van Woesik, R., Cacciapaglia, C.W., (2018). Keeping up with sea-level rise: Carbonate production rates in Palau and Yap, western Pacific Ocean. PLoS One 13(5).

W

Wang J, Mooers CNK (1997). Three-dimensional perspectives of the Florida Current: transport, potential vorticity, and related dynamical properties. Dyn Atmos Oceans 27:135–149.

Webster, J.M. and Davies, P.J. (2003). Coral variation in two deep drill cores: significance for the Pleistocene development of the Great Barrier Reef. Sedimentary Geology, 159, 61-80.

Webster, J.M., Beaman, R.J., Puga-Bernabéu, Å., Ludman, D., Renema, W., Wust, R.A.J., George, N.P.J., Reimer, P.J., Jacobsen, G.E. and Moss, P. (2012). Late Pleistocene history of turbidite sedimentation in

a submarine canyon off the northern Great Barrier Reef, Australia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 331-332, 75-89.

Webster, J.M., George, N.P.J., Beaman, R.J., Hill, J., Puga-Bernabéu, Å., Hinestrosa, G., Abbey, E.A. and Daniell, J.J. (2016). Submarine landslides on the Great Barrier Reef shelf edge and upper slope: A mechanism for generating tsunamis on the north-east Australian coast? Marine Geology, 371, 120-129.

Webster, J.M., Braga, J.C., Humblet, M., Potts, D.C., Iryu, Y., Yokoyama, Y., Fujita, K., Bourillot, R., Esat, T.M., Fallon, S., Thompson, W.G., Thomas, A.L., Kan, H., McGregor, H.V., Hinestrosa, G., Obrochta, S.P. and Lougheed, B.C. (2018). Response of the Great Barrier Reef to sea-level and environmental changes over the past 30,000 years. Nature Geoscience, 11, 426-432.

Wilber, R.J., Whitehead, J., Halley, R.B., and Milliman, J.D., (1993). Carbonate-periplatform sedimentation by density flows: A mechanism for rapid off-bank and vertical transport of shallow-water fines: Comment and reply: Geology, v. 21, p. 667–668.

Wilson, P.A., Roberts, H.H., (1995). Density cascading; offshelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. J. Sediment. Res., 65, 45–56.

Wunsch, M., Betzler, C., Eberli, G.P., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J.J.G., (2018). Sedimentary dynamics and high-frequency sequence stratigraphy of the southwestern slope of Great Bahama Bank. Sedimentary Geology 363, 96–117.

6. Controlling Factors on the Stratigraphic Architecture of Leeward and Windward Margins - Pleistocene, Bahamas: Stratigraphic Forward Modeling Approach

Problématique

Ce chapitre est un article en préparation qui a pour problématique de quantifier l'impact de quatre facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB depuis la base du Pléistocène. Les facteurs de contrôle qui sont testés sont certains des facteurs qui ont été définis dans l'article I. Pour cela, nous avons utilisé la modélisation stratigraphique *via* le logiciel **DionisosFlow**®.

Objectifs

- Réalisation d'un modèle de référence sur la marge sous le vent du GBB.
- Définition et test de quatre facteurs de contrôle sur les marges au vent et sous le vent du GBB.
- Réalisation d'un *workflow* dans le but de réaliser la quantification de l'impact de ces facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique et sur les taux de préservation et d'export.
- Quantification de l'impact de ces quatre facteurs de contrôle sur les marges au vent et sous le vent du GBB depuis la base du Pléistocène.

Organisation

6.1 - Synthèse du chapitre VI ____ 248

6.1.1 - Présentation des objectifs 248
6.1.2 - La méthodologie mise en place 248
6.1.3 - Les résultats principaux 254
6.1.4 - Conclusions et perspectives 256

6.2 - Article II ____ 258

6.2.1 - Introduction 259
6.2.2 - The leeward and windward margin of the GBB 260
6.2.3 - Data set and methods 263
6.2.4 - Results 270
6.2.5 - Discussion and conclusions 278

6.3 - Références bibliographiques du chapitre VI ____ 281

Chapitre VI - Controlling Factors on the Stratigraphic Architecture of Leeward and Windward Margins - Pleistocene, Bahamas: Stratigraphic Forward Modeling Approach

6.1 - Synthèse du chapitre VI

Ce chapitre s'intéresse à la quantification des facteurs de contrôles sur les marges au vent et sous le vent du GBB. Cette étude fait suite à l'article 1 *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)* qui compare l'architecture stratigraphique de ces deux marges en lien avec certains facteurs de contrôle.

6.1.1 - Présentation des objectifs

Une étude de *Forward Stratigraphic Modeling* a été réalisée à différentes échelles, allant du local (30/60 km) à régional sur l'ensemble des Bahamas (700/700 km), pour plusieurs intervalles de temps : 2,58/0 Ma ***(Chapitre VI)*** et 12/0 Ma ***(Chapitre VII)***. Ce projet de modélisation stratigraphique a plusieurs objectifs :

1. La caractérisation stratigraphique des Bahamas à l'aide de la modélisation stratigraphique.

2. Définir numériquement les contraintes géologiques (production, transport, topographie initiale, vagues, subsidence, eustatisme) des modèles stratigraphiques.

3. La quantification de certains facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent prédéfinie dans l'article 1 *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)* à l'aide d'une étude de sensibilité.

4. La quantification de la production (préservation/export) sur les marges au vent et sous le vent.

6.1.2 - La méthodologie mise en place

L'étude de modélisation stratigraphique se base sur une étude multi-échelles temporelle et spatiale. Le but est de décrire la méthodologie mise en place pour la modélisation stratigraphique ***(Chapitre VI - VII)*** et de définir la méthode en 6 points :

1. Définition d'un modèle de référence :

Un modèle de référence est, par définition, le modèle le plus proche de la réalité. Il est ici réalisé sur la marge sous le vent du GBB. Le choix de cette zone est motivé par l'abondance de données (sismiques et de puits). Les données sismiques proviennent de nombreuses études déjà réalisées sur l'analyse des séquences sismiques et des marqueurs (Eberli et al.,1997ab; Betzler et al., 1999; Ginsburg, 2001; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Buson, 2018; Wunsch et al., 2018; Busson et al., 2019). Les données de puits de la marge sous le vent proviennent de la mission ODP leg 166 (1003, 1004, 1005, 1006, 1007) (Eberli et al.,1997a). Les puits sur la plateforme (Unda et Clino) sont issus de la mission BDP de (Ginsburg, 2001). L'ensemble des puits ODP et BDP traversent les séries du Néogène supérieur à l'actuel. Une meilleure définition stratigraphique est notable pour les séries les plus jeunes (post-Miocène). Les données sismiques font le lien morphologique et stratigraphique entre la plateforme, la pente et le bassin, ce qui est une aide précieuse pour caractériser au mieux l'architecture du modèle de référence. Les données de puits nous aident à définir la production carbonatée dans le temps, les épaisseurs qui sont préservées et exportées ainsi que la stratigraphie. Un constant aller-retour

entre les modèles réalisés et les données brutes de référence (sismique et puits) est nécessaire dans le but de contraindre au mieux les modèles en sortie. Cet exercice est réalisé sur un modèle 3D de 30/60 km sur deux intervalles de temps (12/0 Ma et 2,58/0 Ma). Nous avons fait le choix de faire de la modélisation sur deux intervalles car l'intervalle (12 / 0 Ma) est celui qui a été étudié dans l'article 1 *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)*. De plus, cet intervalle est étudié dans le chapitre ***(Chapitre VII)***. Le choix de l'intervalle (2,58/0 Ma) est motivé car de grands changements y ont lieu, comme le changement du régime eustatique, le changement de producteurs, un changement important de l'export et de la géométrie de la marge sous le vent. Afin de définir notre modèle de référence, 150 modèles ont été réalisés pour avoir le modèle le plus proche de la réalité en termes de géométrie, stratigraphie et accumulation. En ce qui concerne le logiciel de modélisation, nous avons utilisé DionisosFlow® (*Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation)* (Granjeon, 1997; Granjeon and Joseph, 1999). Le logiciel DionisosFlow® a pour but d'analyser les principaux facteurs contrôlant le développement de systèmes carbonatés, clastiques ou mixtes à l'échelle du bassin (10 à 100 km) et à des résolutions temporelles allant de 10 kyr à 100 Ma (e.g., Burgess et al., 2006; Montaggioni et al., 2015; Lanteaume et al., 2018). Pour la modélisation carbonatée, plusieurs valeurs d'entrées sont nécessaires :

1. La taille de la grille et la résolution des cellules : Le choix d'une grille de x: 60 km et y: 30 km a été fait afin d'incorporer l'ensemble des domaines du système (plateforme, pente, bassin) ainsi que l'ensemble des puits. Plusieurs tests ont été effectués pour déterminer la résolution des cellules de la grille, allant de 2 km sur 2 km à 100 m sur 100 m. Le choix final est une résolution des cellules de 500 m sur 500 m, dans le but d'optimiser la résolution, les temps de calcul et la taille des modèles."

2. La topographie initiale : La définition de la topographie initiale est l'une des hypothèses clés de la modélisation stratigraphique (Montaggioni et al., 2015 ; Busson et al., 2018 ; Lanteaume et al., 2018). Pour les deux intervalles de temps de modélisation, la même méthodologie a été employée. Nous avons utilisé les profondeurs des SB.D et SB.I de Eberli et al. (1997a ; 2001) ; Eberli, (2000) sur l'ensemble des puits de la section pour dessiner les topographies initiales à 2,58 Ma et 12 Ma. Nous avons ensuite vérifié les angles de pente relatifs aux âges créés avec les valeurs issues de Betzler et al. (1999).

3. La subsidence : La définition de la subsidence nécessite de très nombreux tests. Pour l'intervalle (12 - 0 Ma), nous avons opté pour une subsidence constante en tous points. La valeur de la subsidence constante est de 528 m, soit 44 m/Ma. Cette subsidence constante a été retenue car les datations des séquences au puits sur la plateforme sont incertaines pour les intervalles les plus anciens. Pour la subsidence dans l'intervalle (2,58 / 0 Ma), une subsidence différentielle dans le temps et l'espace a été retenue car de fortes variations d'accumulation sont observées entre les puits Unda (plateforme) et Clino (pente supérieure et plateforme). Nous avons décidé d'utiliser les variations d'épaisseurs préservées de sédiments dans le temps et l'espace pour la définition des trends de subsidence.

4. L'eustatisme : L'eustatisme est une composante clef pour la production carbonatée. Le couple subsidence et eustatisme est le moteur de la création d'espace d'accommodation. Dans les deux études, la charte de (Miller et al., 2011) est utilisée. Cette courbe eustatique est remodélisée dans DionisosFlow® suivant le pas d'échantillonnage prédéfini. Dans les deux études, un pas 0,01 Ma a été choisi car suffisant pour la modélisation des variations eustatiques au sein de ces intervalles.

5. Le type de sédiment : La modélisation stratigraphique a besoin de définir un certain nombre de classe de sédiment en fonction de la granulométrie. Dans les deux études, six types de sédiments sont caractérisés. Leur définition est le résultat d'une synthèse des faciès présents aux puits sur les Bahamas. En suivant les différents sédiments sont décrit : **1. Inner plateform**, correspondant à un faciès fin composé de grains non-squelettique (Harris et al., 2015) pendant les épisodes d'immersion de la plateforme. **2. Bioclastic Oolite** qui correspond à un faciès avec une granulométrie moyenne produit

sur la plateforme. Le faciès bioclastic oolite peut former des reliefs sur la marge de la plateforme (Harris et al., 2015) et peut s'accumuler sur la marge. **3. *Reef*** est un faciès construit présent sur la marge de la plateforme sous forme de prismes grossiers de bas niveau, alimentés par les récifs frangeants. **4. Outer platform** qui correspond à un faciès fin formé sur la pente supérieure. Ce faciès est simulé pour définir les accumulations de *packstone* micropéloidaux présents sur la marge de la plateforme. **5. Faciès pélagique** qui correspond à une granulométrie très fine avec une composition pélagique produite dans la colonne d'eau (**Figure 6.1**). **6. Faciès turbiditique** qui est le résultat de la transformation de deux faciès, le faciès bioclastic oolite et *reef*. Les taux de transformation seront discutés dans les parties suivantes.

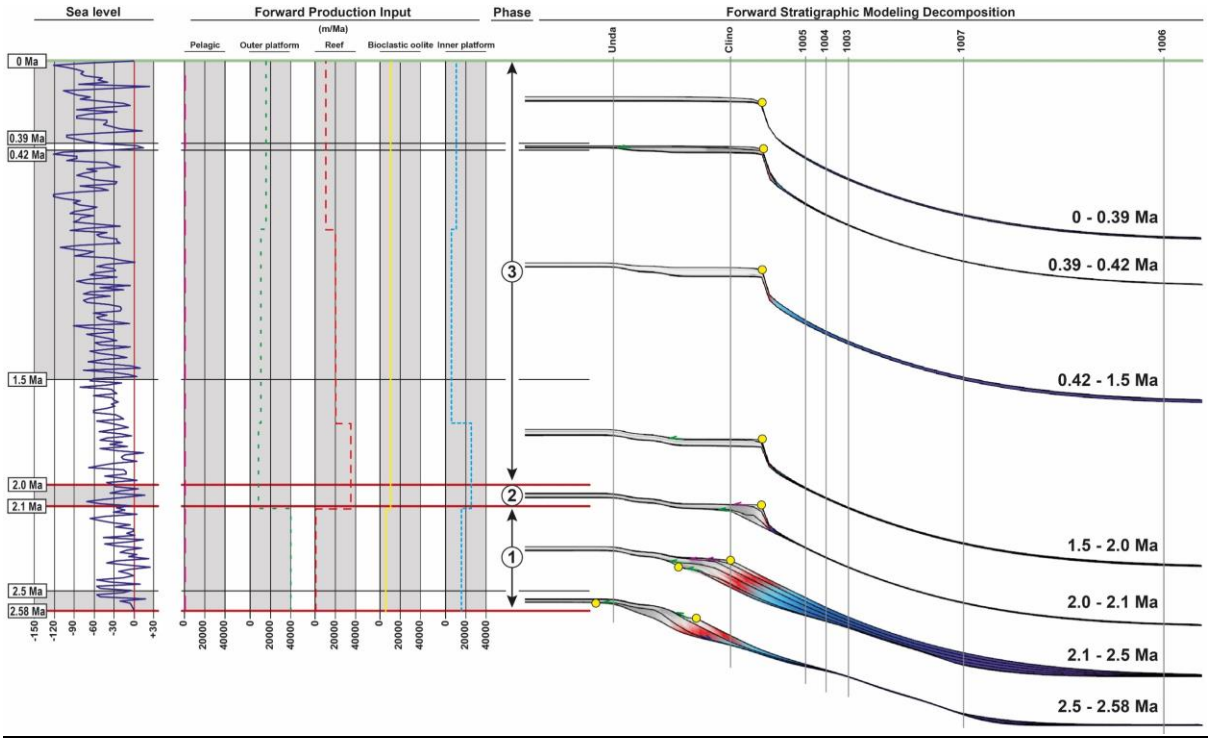


Figure 6.1. Relation entre les variations de niveau marin dans le temps, les courbes de production en entrée dans DionisosFlow®, et la réponse stratigraphique de la marge sous le vent du GBB par intervalle de temps depuis la base du Pléistocène.

6. La production : Dans cette partie, nous parlerons de *carbonate factory* (James & Jones 2015; Michel et al., 2019) qui est le mode de précipitation défini par un écosystème d'organismes, environnemental et par les sédiments qui sont produits sur place et par leur modification précoce. Nous nous intéresserons à la photozoan factory (*sensu* Michel et al., 2019). Dans DionisosFlow®, le calcul de la production est basé sur l'atténuation de la production en fonction de la bathymétrie. Le taux de production de sédiments, influencée par des processus tels que le changement d'accommodation, le flux d'énergie des vagues, les changements climatiques, etc., au cours du temps, détermine la quantité et le type de sédiments produits. C'est pour cela que la production carbonatée est simulée dans DionisosFlow® par des courbes de production en fonction de la profondeur. Dans DionisosFlow®, la production est modulée par des taux qui peuvent varier dans le temps. Les courbes de production en fonction de la bathymétrie sont pour la plupart issus d'études antérieures. Les taux de production sont le résultat de tests successifs qui ont pour but de définir le profil sédimentaire souhaité. Les courbes et taux seront présentés dans les parties suivantes.

7. Le transport : Le transport de particules sédimentaires dans DionisosFlow® est calculé pour chaque cellule en fonction d'une équation de diffusion. Chaque coefficient de diffusion est estimé par l'utilisateur en fonction de la granulométrie de chaque sédiment et de l'environnement de dépôt (Granjeon et Joseph, 1999). Par exemple, les coefficients de diffusion de la boue sont souvent 5 à 10

fois supérieurs aux coefficients d'une particule de sable moyen (Williams et al., 2011). De plus, chaque classe de sédiment a un angle de repos qui est basé sur la granulométrie, ce qui définit la stabilité de la pente (Granjeon, 2014). Dans cette étude, la valeur de l'angle de repos des sédiments est notamment basée sur le travail de (Kenter, 1990) qui montre que plus l'angle de pente est important, plus il est probable que la fabrique soit dominée par des faciès grossiers. Afin de définir les coefficients de diffusion, nous nous sommes inspirés de travaux comme ceux de (Busson et al., 2019). Pour finir, de nombreuses simulations ont été nécessaires afin de bien définir ces coefficients qui sont présentés dans ce chapitre.

8. La direction de l'action des vagues et la profondeur d'action : La direction et la profondeur d'action des vagues ont deux rôles très importants sur l'architecture des plateformes carbonatées : **1.** elles déterminent où et dans quelle mesure les sédiments sont distribués sur la plateforme, **2.** elles permettent d'imposer des zones de restrictions écologiques en relation avec l'énergie des vagues en fonction de la classe de sédiments. Par exemple, il est possible de faire une zonation récifale en lien avec l'énergie des vagues (Montaggioni, 2005). Nous avons choisi de modéliser deux vagues avec la fonction de DionisosFlow® *Wave Energy decreases from Sea Level to Wave Base (1D)*. La limite d'action de ces deux vagues est de 20 m avec comme azimut N 270 et N 200. Ces deux azimuts sont en lien les vents affectant les Bahamas car provenant essentiellement de l'Est et du Nord/Est (Sealey, 1994). Il est important de noter que dans ce calcul, les conditions extrêmes provenant des ouragans ne sont pas prises en compte.

2. Étude régional à l'échelle des Bahamas :

Dans un second temps, une étude régionale a été menée. Elle est le produit du transfert des connaissances (production, transport, etc.) issues du modèle de référence de la marge sous le vent du Great Bahama Bank (GBB) sur l'ensemble des Bahamas, à l'aide d'un modèle de 700 km sur 700 km (**Figure 6.2**). L'objectif de cette étude est de : **1.** tester la réponse stratigraphique sur l'ensemble des Bahamas et de caractériser l'architecture de l'ensemble des marges, et **2.** quantifier les volumes produits (préservation/export) à l'échelle de la plateforme des Bahamas.

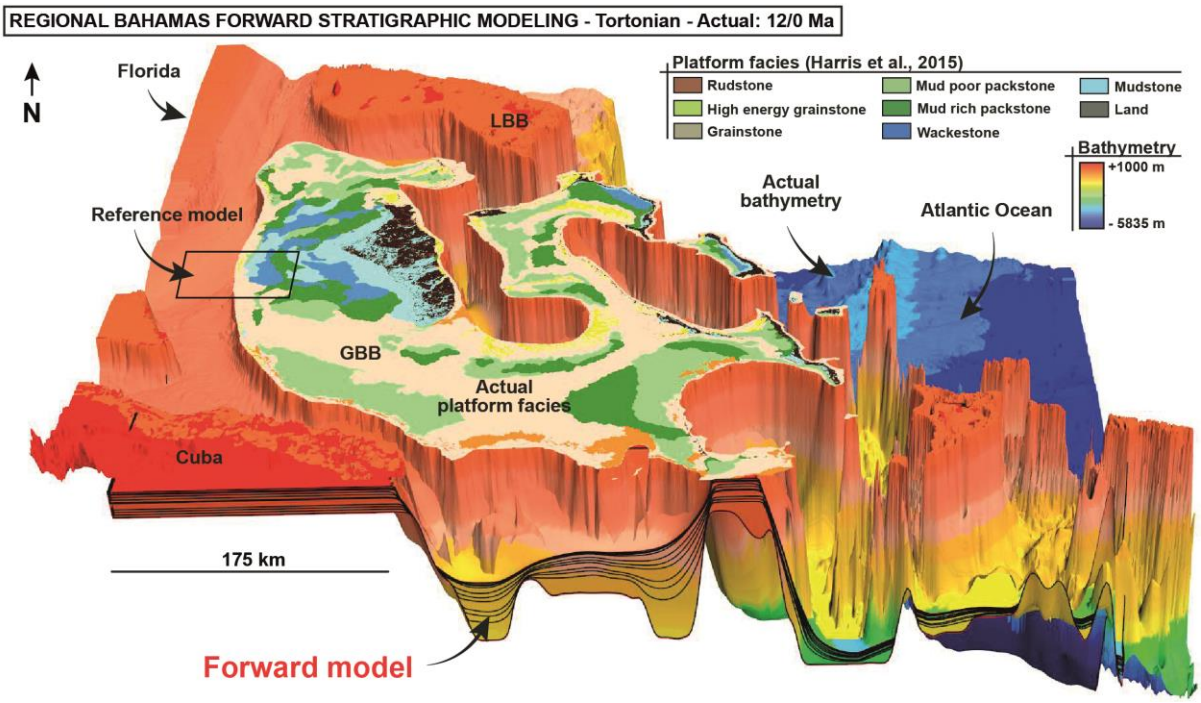


Figure 6.2. Modèle régional à l'échelle des Bahamas de modélisation stratigraphique depuis la base du Tortonien. Le modèle est habillé par la carte de bathymétrie actuelle des Bahamas ainsi que par la carte des faciès actuels de la plateforme (Harris et al., 2015).

3. Réalisation d'un modèle local de la marge au vent :

Pour cette étape, un modèle local est réalisé sur la marge au vent du GBB dans la zone d'Exuma Sound. Cette zone a été choisie en raison de la présence de données de puits provenant du Leg ODP 101 (Austin et al., 1986) et de la sismique haute résolution (Mulder, 2016). De plus, cette zone a déjà été étudiée dans l'article I intitulé *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)*. Ce modèle possède une grille de 30/60 km avec un maillage de 500/500 m.

4. Définition des facteurs de contrôle qui sont testés :

La modélisation stratigraphique « basée processus » offre une palette infinie de tests réalisables. Il a donc fallu faire un choix sur les facteurs de contrôle qui devaient être testés. Le choix de quatre facteurs a été fait car ils sont les plus réalistes au sein du système des Bahamas selon les résultats de l'article I *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)* et les plus viables scientifiquement à l'échelle des capacités de la modélisation stratigraphique. Ce choix porte sur : **1.** la topographie initiale, **2.** la production de type récifal, **3.** la production de type *outer platform*, **4.** l'action des vagues.

5. Test de sensibilité des facteurs de contrôle et quantification de leurs impacts sur l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent :

Le but de ce test est de quantifier les quatre facteurs de contrôle qui sont testés : **1.** la topographie initiale, **2.** la production de type récifal, **3.** la production de type *outer platform*, **4.** l'action des vagues. Cette quantification porte sur l'architecture stratigraphique et les taux de production des marges au vent et sous vent du GBB. Pour cela, une méthodologie propre a été mise en place. Elle mesure, pour chaque modèle testant un facteur de contrôle, **trois paramètres** : **1.** la distance de progradation maximale, **2.** l'aggradation maximale, **3.** l'angle maximal de pente avec une discrétisation temporelle. Cette discrétisation est faite pour six intervalles clés de l'évolution de la plateforme. Cette méthodologie a plusieurs intérêts : il est possible de caractériser l'évolution stratigraphique d'un modèle suivant une discrétisation temporelle assez fine. Nous pouvons comparer l'impact de chaque facteur de contrôle sur l'architecture stratigraphique fournie par différents modèles suivant un pas de temps assez fin. Il est possible de quantifier l'impact et de suivre l'évolution d'un même facteur de contrôle sur la marge au vent et sous vent (**Figure 6.3**). Il est important de noter que ce manuscrit présente uniquement les modèles les plus révélateurs de l'impact de chaque facteur de contrôle.

6. Quantification des taux de production (préservation / export) :

Cette partie a pour but de définir les volumes et les taux de production qui sont préservés sur la plateforme et ceux qui en sont exportés. Un filtre sur les paléobathymétries dans DionisosFlow® est réalisé pour une valeur de 40 m. Tout ce qui est au-dessus de 40 m de paléobathymétrie est considéré comme de la production préservée sur la plateforme, et tout ce qui est en dessous de 40 m de paléobathymétrie est considéré comme de la production exportée depuis la plateforme. Grâce à ce filtre, **deux résultats** sont produits : **1.** le volume total en m^3 de production préservée sur la plateforme sur les 2,58 Ma, **2.** le volume total en m^3 de production exportée depuis la plateforme sur la même période. Avant de calculer les taux de préservation et d'export, la porosité incluse dans les intervalles caractérisés est enlevée. Pour cela, une synthèse des puits BDP Unda et Clino (Ginsburg, 2001) est faite afin de définir les porosités moyennes à soustraire. Il est nécessaire d'enlever cette porosité des volumes en m^3 qui sont préservés et exportés. Après la soustraction des porosités, des **volumes de préservation et d'export effectifs** en m^3 sont obtenus. Dans une avant-dernière étape, les **taux de volumes effectifs de préservation et d'export** sont calculés en divisant par l'intervalle de temps. Les taux de volumes effectifs d'export et de préservation s'expriment en m^3/Ma. Pour définir les **taux de préservation et**

d'export en m/Ma, il faut diviser les taux de volumes effectifs m^3/Ma par la surface de production m^2 qui est extraite de DionisosFlow®.

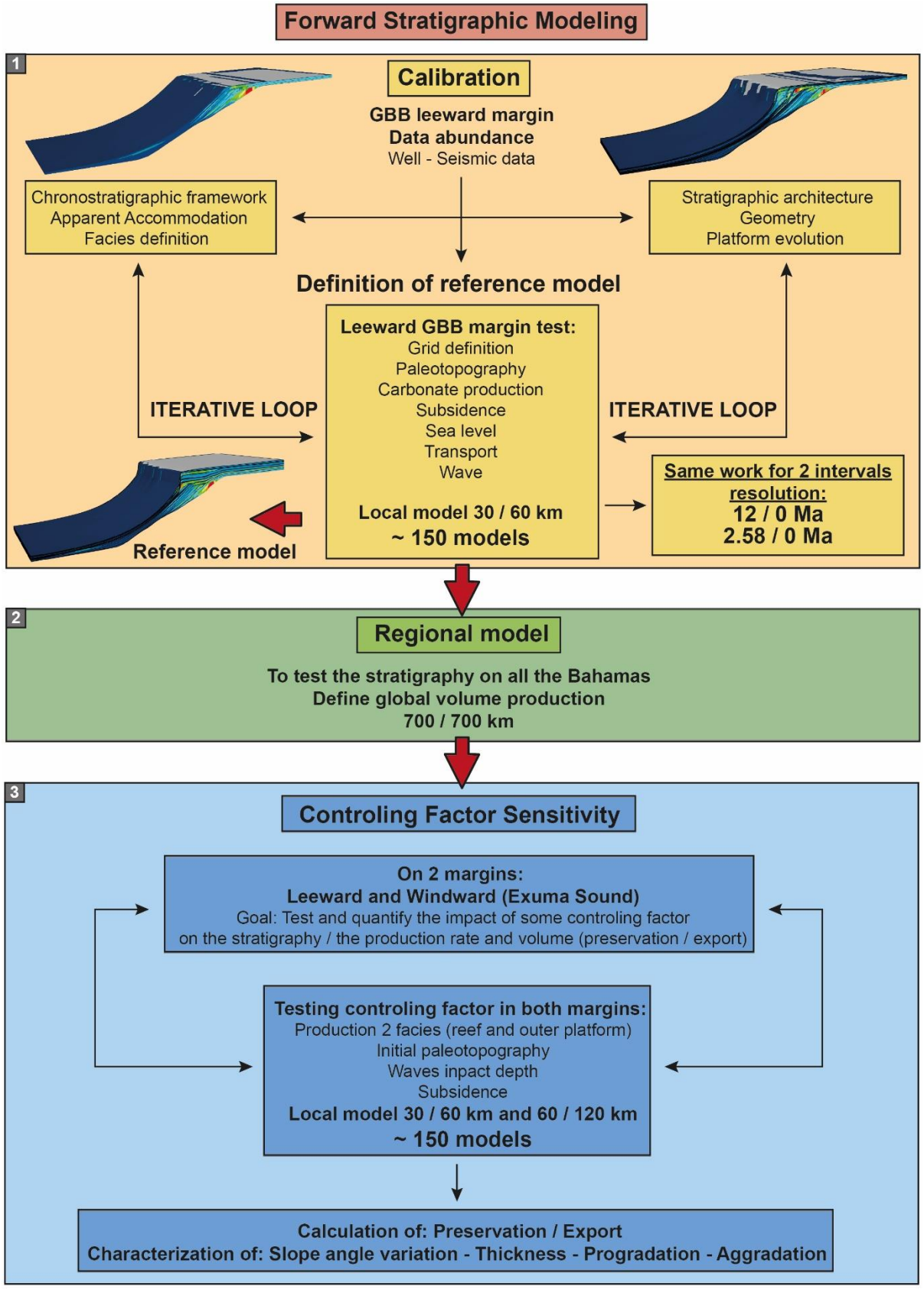


Figure 6.3. Synthèse du *workflow* en trois étapes qui est utilisés dans les études de modélisation stratigraphique.

6.1.3 - Les résultats principaux

La modélisation stratigraphique basée processus a permis de réaliser plus de **150 modèles**. Ces modèles sont à différentes échelles spatiales allant de l'échelle locale (30/60 km) à régionale (700/700 km). Ces modèles sont aussi à **différentes échelles** temporelles (0/2,58 Ma) et (0/12 Ma). Cette étude a aussi permis de réaliser un modèle de référence de la marge sous le vent, bien contraint par des données de puits et sismiques. Les modèles régionaux ont pour but de tester l'architecture stratigraphique de l'ensemble des marges des Bahamas et de pouvoir quantifier la production carbonatée.

Les modèles locaux permettent de tester et de quantifier : la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent suivant certains facteurs de contrôle (**Figure 6.4, 6.5, 6.6, 6.7**), de quantifier les taux de production de ces mêmes marges en réponse à ces mêmes facteurs de contrôle (**Figure 6.3**).

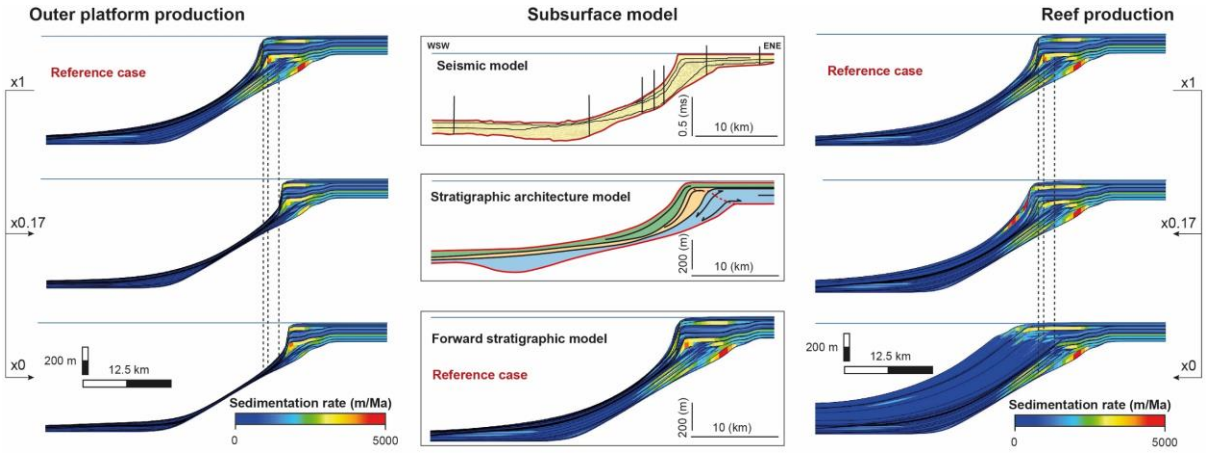


Figure 6.4. Opposition entre les modèles testant la production de type *Outer Platform* et les modèles testant la production de type Récifal avec le modèle stratigraphique issu de l'étude de la sismique et de puits ainsi que le modèle de référence de la marge sous le vent du GBB depuis la base du Pléistocène.

Dans ce cadre, **19 modèles** ont été retenus testant quatre facteurs de contrôle **1.** la topographie initiale, **2.** la production de type récifal, **3.** la production de type *outer platform*, **4.** l'action des vagues, sur les marges au vent et sous le vent (**Figure 6.4, 6.5, 6.6, 6.7**).

Afin de quantifier la réponse stratigraphique et le taux de production en lien les facteurs de contrôle, un workflow a été mis en place. Un même facteur de contrôle peut affecter différemment la réponse stratigraphique des deux marges.

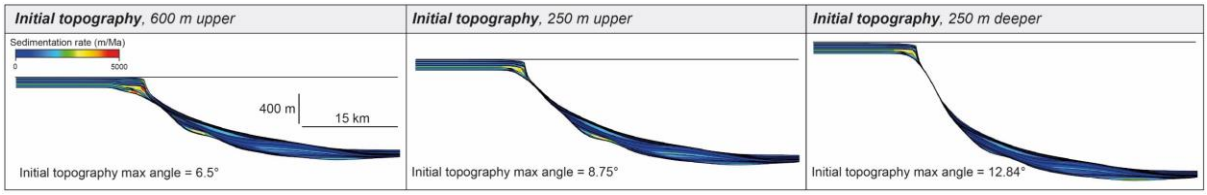


Figure 6.5. Exemple de test sur la Topographie Initial de la marge au vent du GBB depuis la base du Pléistocène.

La réponse des taux de productions aux facteurs de contrôle est surtout visible sur les taux de productions qui sont exportés. Une faible variation est notable pour les taux de préservation sur la plateforme car l'espace d'accommodation et les surfaces potentielles de production ne subissent pas de grands écarts. Les taux exportés varient fortement pour les deux marges car l'export est dépendant du taux de production de son type (fine ou grossière), de l'angle de pente et de l'hydrodynamisme, tous les trois testés.

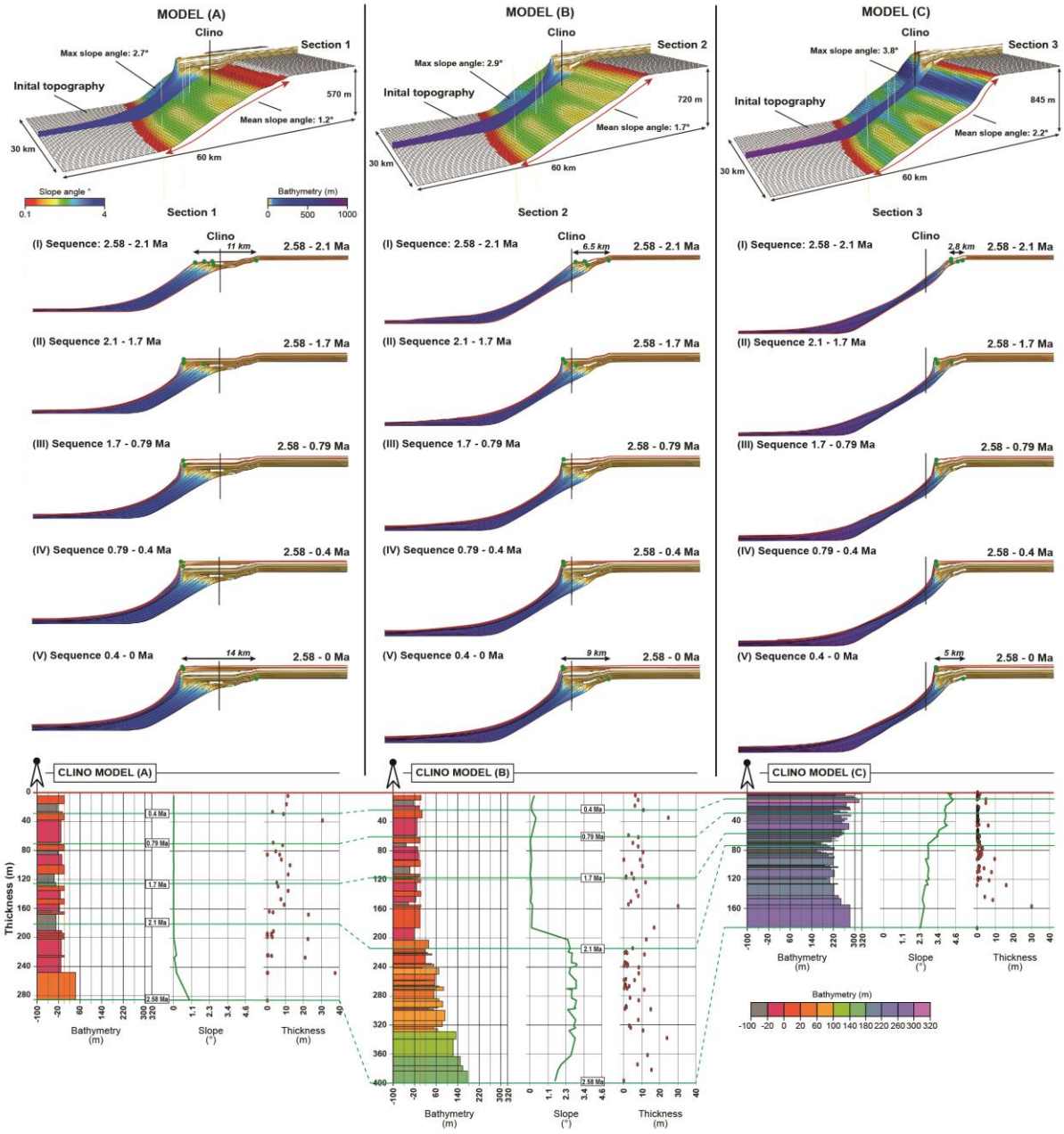


Figure 6.6. Illustrant l'impact de la topographie initial sur l'architecture stratigraphique de la marge sous le vent et sur l'accumulation au sein du puits Clino sur la pente depuis la base du Pléistocène. A. Modèle illustrant la réponse stratigraphique et l'accumulation sur la pente pour une topographie initiale ayant un angle maximal de 2.7° un angle moyen de pente de 1.2°, B. Modèle ayant un angle de pente maximal de topographie initial de 2.9° et un angle moyen de 1.7°, C. Modèle ayant un angle de pente maximal de topographie initial de 3.8° et un et angle moyen de 2.2°.

La réponse stratigraphique aux facteurs de contrôle **est plus marquée pour la marge sous le vent** (progradation, aggradation et variation de l'angle de pente plus important) que la marge au vent. Cette réponse aux facteurs de contrôle est liée à son angle de pente qui est plus faible, favorisant ainsi la progradation, l'aggradation et la variation de l'angle de pente (**Figure 6.4, 6.6, 6.7**). Pour résumer, l'architecture stratigraphique d'une marge sous le vent avec un faible angle de pente est beaucoup plus sensible aux variations environnementales qu'une marge au vent à fort angle de pente (**Figure 6.4, 6.5, 6.6, 6.7**).

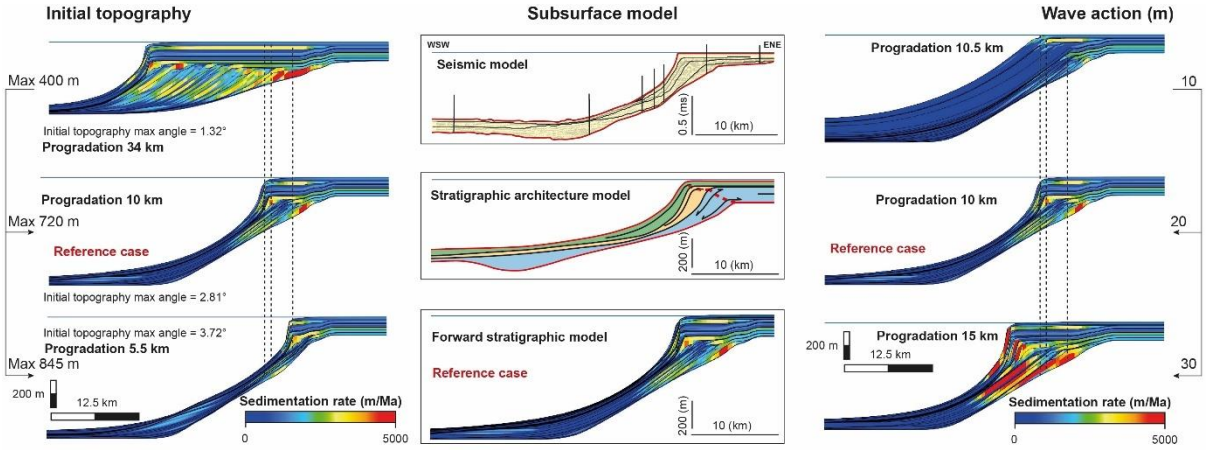


Figure 6.7. Opposition entre les modèles testant la topographie initiale et les modèles testant l'action des vagues avec le modèle stratigraphique issu de l'étude de la sismique et de puits, ainsi que le modèle de référence de la marge sous le vent du GBB depuis la base du Pléistocène.

Pour de faibles valeurs d'angle de pente, de faibles variations entrainent une modification significative de l'architecture du système. Ceci est aussi observé pour une modification du type de producteur. Ces remarques montrent au combien l'architecture des systèmes carbonatés est discontinue spatialement et temporellement, les rendant difficilement prédictifs.

6.1.4 - Conclusions et perspectives

Cette étude permet de tester quatre facteurs de contrôle majeurs qui sont : la topographie initiale, la production de type récifal, la production de type *outer platform*, et l'action des vagues.

La **topographie initiale** joue un rôle clé dans l'architecture stratigraphique des marges carbonatées. Les résultats de l'étude montrent que pour les faibles angles de pente (<3°), une légère variation de la topographie initiale a un impact significatif. Cela conduit à une architecture stratigraphique dominée par la boue, qui est favorable aux larges progradations de la marge. Cependant, pour les angles de pente plus importants (>3°), les variations de topographie initiale ont un impact moins important sur l'architecture stratigraphique. Bien que la topographie initiale puisse affecter considérablement le profil sédimentaire, les taux de préservation et d'export sont peu impactés.

La comparaison des architectures stratigraphiques des marges sous le vent et de la marge au vent en l'absence de production de faciès récifaux montre une **réponse opposée**. Pour les faibles angles de topographie initiale, la marge sous le vent montre une progradation importante dominée par la boue, tandis que la marge au vent montre une plateforme en *backstep*, une pente en bypass avec des accumulations importantes dans le bassin. Cependant, l'augmentation de la proportion de faciès récifaux a un impact différent selon les marges : elle diminue la distance de progradation sur la marge sous le vent, tandis qu'elle l'augmente sur la marge au vent. Deux points de similarité entre les deux marges sont identifiés pour les taux de production de faciès récifaux : l'augmentation de l'angle de pente pour les deux marges, plus la proportion de faciès récifaux est importante, et une nette augmentation des taux d'export lors de l'absence de production de faciès récifaux.

La comparaison des architectures stratigraphiques en fonction de la production de faciès de type *Outer Platform* ne donne pas la même réponse pour les deux marges. Pour la marge au vent, de très faibles variations du profil sédimentaire sont observables en raison des forts angles de pente et de la profondeur de production de ce faciès. En effet, cette marge n'est pas sujette à la production et à la sédimentation de ces faciès sur sa pente. En revanche, la marge sous le vent est fortement impactée par les variations de production de ce faciès. Une augmentation de la part de ce faciès provoque une augmentation des distances de progradation, une diminution des angles de pente et une augmentation

de l'aggradation maximale. Cependant, contrairement aux faciès récifaux, les variations de production de ce faciès ont peu d'impact sur les taux qui sont préservés et exportés.

Le quatrième et dernier facteur de contrôle testé est la réponse du profil sédimentaire par rapport à la profondeur d'action des vagues et, par conséquent, à l'énergie qui en résulte. Pour une profondeur d'action des vagues de 10 m, les deux marges ont une réponse stratigraphique opposée. La marge sous le vent a un profil sédimentaire similaire à celui obtenu pour une non-production récifale, caractérisé par une importante distance de progradation, de très faibles variations d'angles de pente et une pente dominée par la boue. En revanche, la marge au vent présente un profil qui montre une plateforme en *backstep*, comme pour le profil obtenu pour une non-production récifale, avec également une diminution des angles de pente et un important taux d'export depuis la plateforme qui est dominé par la boue. Pour des valeurs d'action des vagues de 20 et 30 m, les deux marges montrent la même réponse stratigraphique. En effet, plus l'action des vagues est profonde, plus le profil sédimentaire est progradant et aggradant, et plus l'angle des pentes augmente.

Synthèse : La réponse stratigraphique de la marge sous le vent est plus sensible aux facteurs de contrôle que la marge au vent, car elle possède une topographie initialement beaucoup plus plate, ce qui la rend plus sensible à ces facteurs de contrôle. Dans ce cas d'étude, l'ensemble de ces facteurs de contrôle montre le caractère chaotique de l'architecture stratigraphique de la plateforme carbonatée, la rendant extrêmement difficile à prédire. Cependant, dans cette étude il manque des trois prérequis très importants impactant l'architecture stratigraphique :

1. Il est nécessaire de refaire des tests en incluant un modèle hydrodynamique propre à la plateforme et de quantifier son impact.

2. Il faut refaire les modèles en incluant les courants de contour qui impactent l'architecture stratigraphique et en quantifier l'impact.

3. Il est important d'inclure une composante prenant en compte les taux de dissolution lors des phases de bas niveau marin.

Pour finir, il serait intéressant de réaliser le même type d'étude sur d'autres cas réels de marge afin de réaliser une caractérisation et une comparaison plus complète de l'impact de ces facteurs de contrôle.

6.2 - Article II

Quantification of the Impact of Controlling Factors on the Stratigraphic Architecture of Leeward and Windward Margins - Pleistocene, Bahamas: Stratigraphic Forward Modeling Approach

P. Polard Taine[1,2,3], J. Borgomano[2,4], T. Mulder[3], J. Kenter[1], Cyprien Lanteaume[1]

1. TotalEnergies, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau cedex, France

2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement CEREGE - UM 34 Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, INRAE, OSU Institut Pythéas, BP80, 13545 Aix en Provence, CEDEX 04, France

3. Université de Bordeaux, CNRS UMR5805 EPOC, allée Geoffroy St Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

4. Carbonate Chair TotalEnergies - AMIDEX, Aix-Marseille University, TotalEnergies 64000 Pau, France

6.2.1 - Introduction

Carbonate stratigraphic architecture is a complex sedimentary system controlled by multiple factors (sea level, subsidence, climate, initial topography, production, current, wave, and wind) interacting with each other. The interaction between carbonate production processes and mechanisms that cause their redistribution may result in differential physical accommodation across the depositional profile (Pomar and Kendall, 2008b; Tella et al., 2022). Today, we are confronted with a limitation in the investigation of the impact and interaction of these processes because the studies are based on analogues, outcrops, or seismic which limits the resolution of the data both spatially and temporally.

SFM was used because this methodology has the potential to integrate all these parameters and to develop innovative ideas for stratigraphy and sedimentology. Since the 1990s, SFM has been included in basin studies to examine controlling factors of several variables such as sediment supply, sediment transport, tectonic subsidence, and eustasy on sedimentary systems (Aurell et al., 1998; Granjeon and Joseph, 1999; Boylan et al., 2002; Warrlich et al., 2002; Lanteaume et al., 2018; Tella et al., 2022). The objectives of this paper are to discuss the results of multiple forward models that test and quantify the impact of some controlling factors such as initial topography, carbonate production, and wave base action on the leeward and windward margin of the Great Bahama Bank (GBB) (**Figure 6.8**). The effects of each parameter on the development of carbonate systems are individually tested and quantified in time and space.

The leeward margin of the GBB has already been investigated by a numerical forward study by Busson et al. (2019) but does not examine the same parameters as this study. The GBB leeward and windward margin is a very interesting system for forward stratigraphic modeling study since the Pleistocene because: **(a)** A wealth of information about the sedimentology of the platform, slope, basin is present, which provides information on producers and depositional environments. Moreover, seismic and wells data provide information on the stratigraphic architecture and initial topography (Austin et al., 1986; Eberli et al., 1997a, 1997b; Ginsburg, 2001; Mulder, 2016) have provided important insights on this topic. **(b)** Since sea-level variation curves during the Pleistocene are well-constrained, forward stratigraphic models must focus on other controlling factors. 3. Changes in production, export, and margin architecture during the Pleistocene are highly pertinent for testing and quantifying the controlling factors responsible for them.

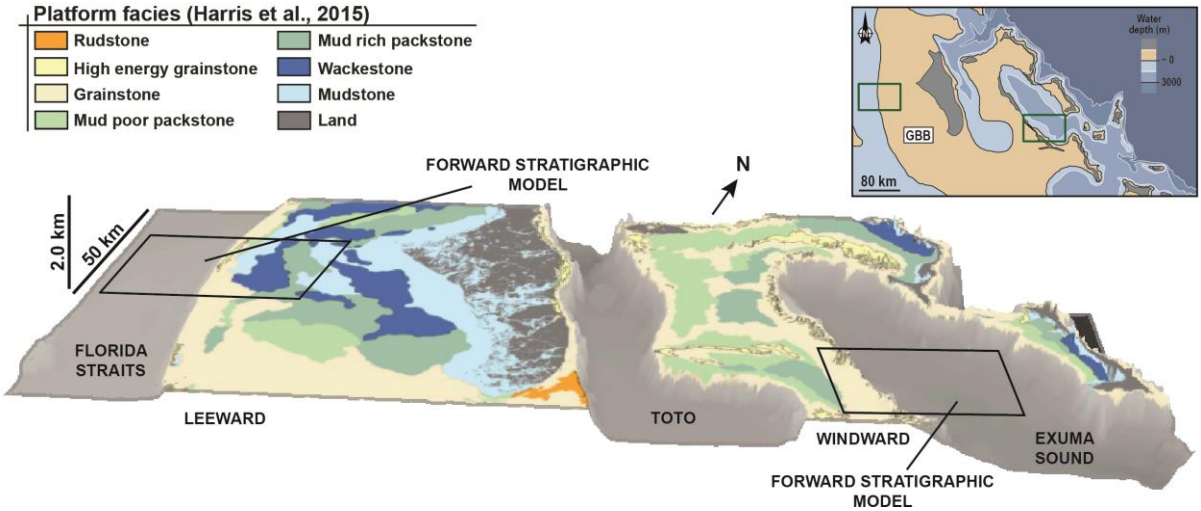


Figure 6.8. 3D view of the GBB representing the windward and leeward margins where the simulations are carried out. The GBB platform is covered by the current facies of (Harris et al., 2015).

6.2.2 - The leeward and windward margin of the GBB

The Bahamian platform, covering more than 300,000 km2 on the western margin of the Atlantic Ocean, is one of the most extensively studied present-day analogues for tropical carbonate factories. It has contributed significantly to global understanding of carbonate geology (Droxler & Schlager, 1985; Mullins & Cook, 1986; Eberli & Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999, 2014; Ginsburg, 2001; Kenter et al., 2001). The models presented in this study focus on two margins since the Pleistocene: the leeward margin, which passes from a ramp profile to a steeper platform margin with significant progradation (Betzler et al., 1999; Busson et al., 2019).

The leeward margin: has already been extensively studied (Eberli & Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999, 2014; Ginsburg, 2001; Kenter et al., 2001; Principaud et al., 2017; Busson et al., 2019). Eberli and Ginsburg (1987) described a high progradational trend of 15 km to the west into the Strait of Florida since the late Miocene (**Figure 6.9.A-B**). The internal architecture of the leeward platform slope basin is well-constrained and interpreted by the western line (Eberli & Ginsburg, 1987; Betzler et al., 1999; Principaud et al., 2017; Busson et al., 2019). From the early Pleistocene to the present, the leeward platform margin has developed a nonlinear aggrading prograding trend with a high variation of the slope angle, ranging from 2-3° degrees to 7° and locally 45° on the upper slope (**Figure 6.9.A-B**). The preservation of this high-angle slope is possible due to the early lithification of the corals by microbialite crusts at a bathymetry below 140/180 m. This margin has been affected by contour currents since the Miocene (Betzler et al., 2014). These currents affect the distribution of facies in the periplatform galleries, but also to trigger toe-slope backstepping (Betzler et al., 2014).

Windward margin: The Exuma Sound windward margin is characterized by a bypass margin, very low prograding margin, base of slope apron system, and a grain-dominated starved basin. The windward slope is characterized by a slope angle around 12° (**Figure 6.9.A-B**). The non-progradation of the system, as well as the bypass characteristic, is the result of the strong slope angle on more than 1500 m of bathymetry, which cannot generate deposits and therefore progradation.

GBB platform: The wells Unda and Clino were drilled on the leeward margin of the Great Bahama Bank during the Bahamas Drilling Project (BDP) campaign (Ginsburg, 2001) and cored Quaternary to Upper Neogene sequences. The well Unda indicates an aggradation of 180 m since the early Pleistocene and a general trend of shallowing upward sequences (**Figure 6.10**). Since 2.1 Ma, Unda consists of a succession of shallow-water platform and reefal deposits (Kenter et al., 2001). The well Clino evolved over time from a slope to a platform environment (**Figure 6.10**).

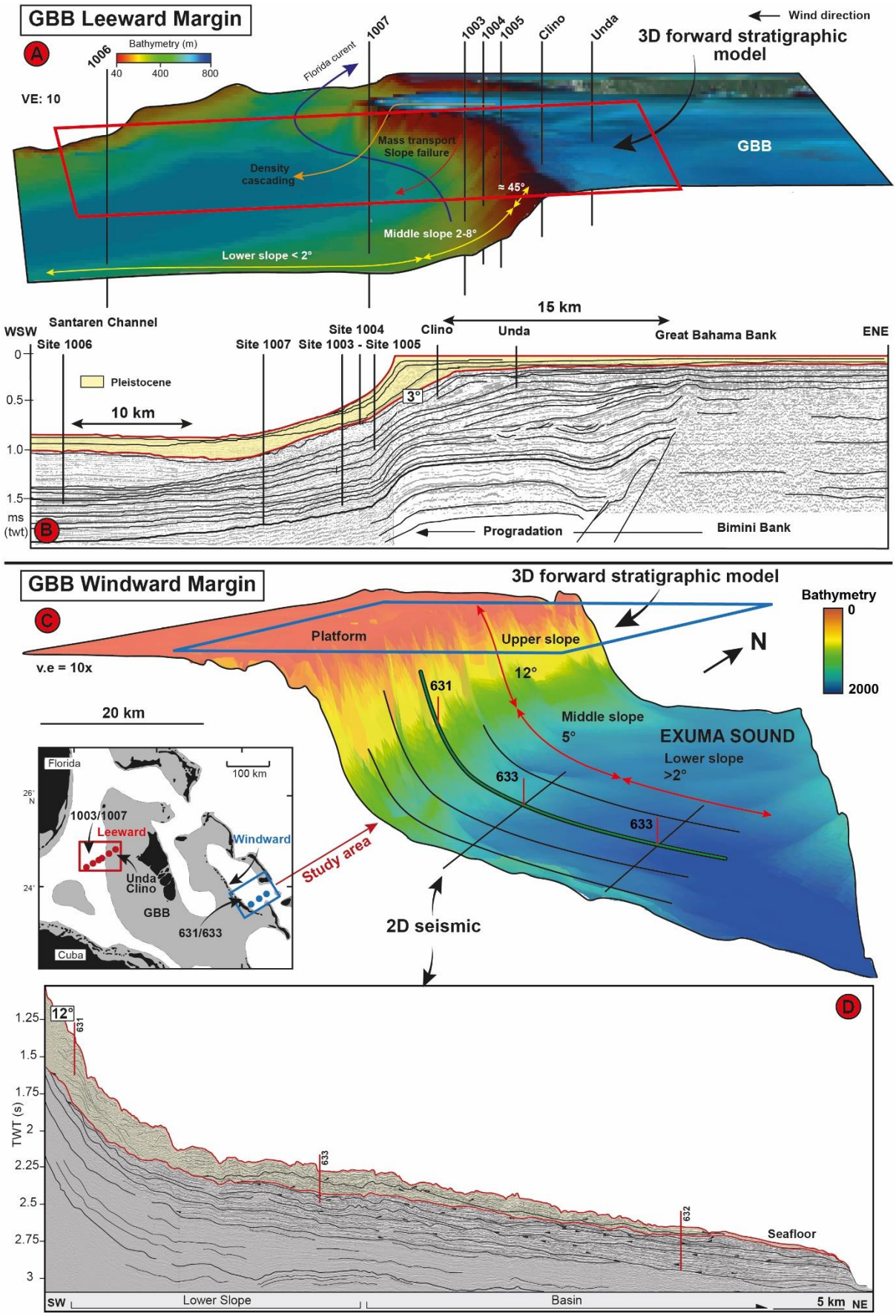


Figure 6.9. A. 3D view of the current leeward margin showing the bathymetric map, typical slope angles, and flow types. The wells are projected onto this 3D view. B. Seismic line of the leeward margin (Western line)

showing the typical stratigraphic architecture. It is noteworthy that the yellow color represents the Pleistocene interval that is modeled (modified from Eberli et al., 2000). The wells present on this line are used for stratigraphic modeling. C. 3D view of the Exuma Sound system from the platform top to the basin where slope angles are reported. D. Typical seismic line of the Exuma Sound system. The yellow color represents the Pleistocene interval that is modeled.

The interval from 350 m to 180 m is composed of more than 60% background sediment, with the remaining 40% being coarse-grained skeletal intervals (Kenter et al., 2001). The interval between 180 m to 155 m represents the transition between deeper-water and reefal deposits (Kenter et al., 2001). The interval shows a fining upward sequence, with coarse-grained packstones predominating, followed by grainstones, and finally a moderately sorted fine-grained mixed skeletal peloidal packstone (Kenter et al., 2001). The uppermost part is dominated by shallow-water platform and reefal deposits (**Figure 6.10**).

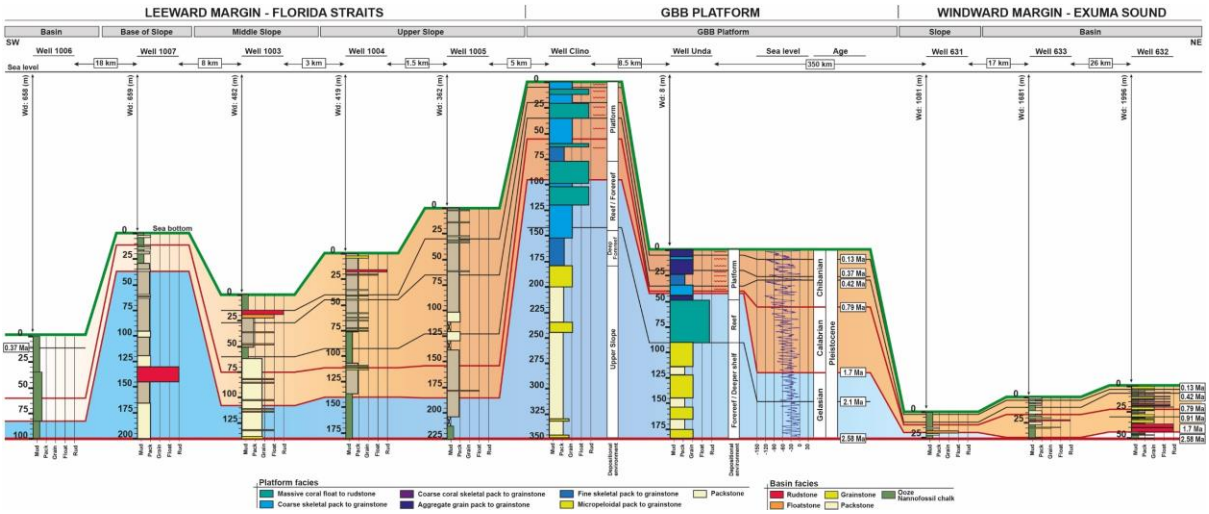


Figure 6.10. Wells correlation used for the stratigraphic modeling of the two margins. This correlation is made since the base of the Pleistocene and intersects the wells present on the leeward slope, the platform, and the slope and basin of the windward margin.

There are four major differences between the leeward and windward margins. Firstly, the slope angles differ significantly. At the base of the Pleistocene, the leeward margin has a slope angle of around 2° which increases to 7° to 45° on the upper slope. In contrast, the windward margin has stable slope angles over time of approximately 11° (**Table 6.1**).

Interval (Ma)	Platform	Leeward: Slope - Basin	Windward: Slope - Basin
0/0.8	Mostly platform top and platform margin environments (Budd & Manfrino, 2001; Manfrino & Ginsburg, 2001) (around 40 m thick).	**Slope facies:** from 1.7 to 0 Ma is dominated by periplatform-ooze wedges exported during the highstands (Eberli et al., 1997a) these packages are separated by condensed cemented intervals derived from the platform emersion during glacial lowstand (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000; Rendle & Reijmer, 2002). The total slope thickness is around 150 to 175 m. **Progradation:** is around 2.5 km from 1.7 to 0.8 Ma and 1 km from 0.8 to 0 Ma. **Slope angle:** at 0 Ma the slope angle is around 7° and locally 45° on the upper slope.	**Slope facies:** is dominated by periplatform-ooze (10 - 15 m thick). **Progradation:** very low progradation. **Slope angle:** around 11°. **Basin facies:** dominated debrite and grainstone (20 m thick).
0.8/1.7	This interval present subaerial exposure hiatus at well Unda and progradation of coral reefal margin at well Clino (Busson et al., 2018).		**Slope facies:** is dominated by periplatform-ooze (5 to 10 m thick). **Progradation:** very low progradation. **Slope angle:** around 11°. **Basin facies:** dominated debrite and grainstone (20 m thick).
1.7/2.58	**1.7/2.1:** Platform is composed by massive coral floatstone to rudstone (45 m). **2.1/2.58:** Platform is mostly composed by an alternance of micropeloidal packstone and grainstone (85 m).	**Slope facies:** is dominated by periplatform-ooze (30 m thick). **Progradation:** platform margin progrades with thick regressive package (Eberli et al., 1997b; Kenter et al., 2001) and around around 3.5 km. **Slope angle:** at 2.58 the slope angle is around 2 to 3°	**Slope facies:** is dominated by periplatform-ooze (5m thick). **Progradation:** very low progradation. **Slope angle:** at 2.58 the slope angle is around 11°. **Basin facies:** dominated by periplatform-ooze (5 m thick).

Table 6.1. Summary of sedimentology and architecture of the platform, windward and leeward margins of the GBB since the base of the Pleistocene.

Secondly, the two systems differ by their bathymetry. The leeward margin has a maximum depth of around 700 m within the Florida Straits, while the Exuma Sound margin plunges to more than 2000 m (**Figure 6.10**). Thirdly, the stratigraphic architecture varies between the two margins. The leeward margin shows a strong progradational trend of more than 6 km in 2.58 million years, whereas the windward margin progrades very little.

Finally, there are differences in sedimentation rates and facies types. The leeward margin has sedimentation rates 3 to 4 times higher than the windward margin and is dominated by muddy facies (**Figure 6.10**). In contrast, the windward margin is dominated by grainstone and debrite facies (**Figure 6.10**) (**Table 6.1**).

6.2.3 - Data set and methods

For this study, it was decided to focus on the Pleistocene interval, as significant changes in terms of eustatic trend, margin geometry, and factory have taken place during this time. The developed methodology includes five main steps to test three controlling factors (initial topography, carbonate production, and wave base impact) and to quantify the carbonate production rate. In the first step, a geological model was created by incorporating seismic and well data to establish a conceptual model. In the second step, a reference model was developed using DionisosFlow®. The third step aims to test the impact of the controlling factors on the stratigraphic architecture. The fourth step aims to quantify the impact of the controlling factors on preserved and exported production in terms of volumes and rates. The fifth step aims to compare the models.

Step 1: Well Data: Geological Model:

For this study, we used eight ODP wells from legs 101 and 166 (631-632-633 and 1006-1007-1003-1004-1005) that were drilled on the upper to lower slope of GBB on both the leeward and windward margins (Austin et al., 1986; Eberli et al., 1997a). Additionally, we used two wells, Unda and Clino, drilled on the leeward part of the GBB platform as part of the Bahamas Drilling Project (BDP) campaign (Ginsburg, 2001) (**Figure 6.11**).

All wells from ODP Leg 166 and the BDP campaign are located along the "Western Line" profile, which considerably facilitates the understanding of the leeward system (**Figure 6.11**). The windward wells are present on 2D seismic data that was acquired by Mulder (2016) on the Exuma Sound system. The well chronostratigraphy synthesis of Busson et al. (2019) and Polard Taine et al. (2023 in prep) of ODP Leg 101/166 and the BDP campaign have been used to calibrate the model (**Table 6.2**).

Step 2: Stratigraphic forward modeling - referenti model:

DionisosFlow® is a three-dimensional numerical stratigraphic forward model developed by the Institut Français du Pétrole (Granjeon & Joseph 1999). It simulates the long-term (100 ky to 100 My) and large-scale (10 to 100 km) evolution of sedimentary basins for both siliciclastic and carbonate systems. DionisosFlow® has been used to create a series of three-dimensional models that combine temporally and spatially subsidence, sediment transport, carbonate production, and wave impact on the leeward and windward margins.

The parameters selected represent the Bahamas leeward margin, which has already been modeled by Busson et al. (2019) based on subsurface (Western Line) and ODP Leg 166 well data (Eberli & Ginsburg, 1987; Eberli et al., 1997a, 1997b; Betzler et al., 1999, 2014; Ginsburg, 2001). The aim of this exercise is to model the geometries and accumulations as accurately as possible in order to define the boundary parameters of production, transport, initial topography, and subsidence (**Figure 6.11**).

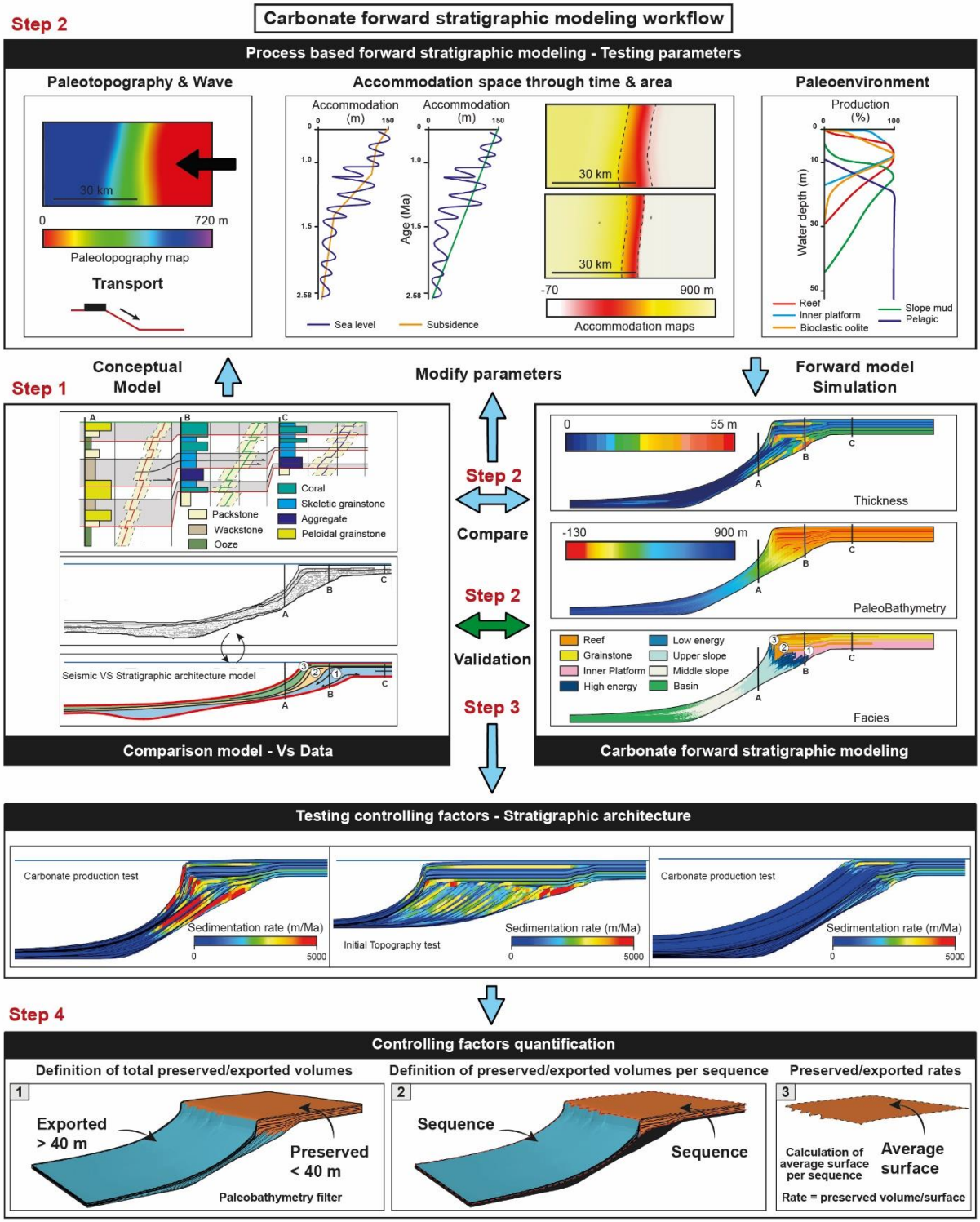


Figure 6.11. Workflow used to quantify controlling factors of the Bahamas windward and leeward margins.

				WELLS									
Marker	Age (Ma)	Seismic study Marker	Unit	1006 Depth (mbsf)	1007 Depth (mbsf)	1003 Depth (mbsf)	1004 Depth (mbsf)	1005 Depth (mbsf)	Clino Depth (mbsf)	Unda Depth (mbsf)	631 Depth (mbsf)	633 Depth (mbsf)	632 Depth (mbsf)
This study	**0,13**					**15**	**40**	**30**	**5**	**5**	**3**	**3**	**3**
t6 (Top MIS 6) Busson et al., 2019	0,13					15	40	30	11	10			
B4 (Wunsch et al., 2018)	~0,18						21	33					
Reijmer et al., 2012	0,13												3
Austin et al., 1986-1988	~0,13										3	3	
This study	**0,243**										**4**	**6**	**4**
Austin et al., 1986-1988	0,243										4	6	4
This study	**0,37**			**12**		**27**	**46**	**65**	**20**	**20**			
t10 (Top MIS 11) Busson et al., 2019	0,37					27	46	65	28	26			
MIS 10 (Rendle & Reijmer 2002)	0,37					27		70					
B2 (Wunsch et al., 2018)	~0,36			18	11	14	46	65					
B (Eberli et al., 1997; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	0,6 (0,25-0,6)					25	65	70					
This study	**0,42**		U6.4			**60**	**92**	**123**	**35**	**35**	**10**	**10**	**7**
t12 (Top MIS 12) Busson et al., 2019	0,42					60	92	123	40	38			
B1 (Wunsch et al., 2018)	~0,43			21		21		77					
MIS 12 (Rendle & Reijmer 2002)	0,42					58		123					
Austin et al., 1986-1988	0,46										10	10	7
This study	**0,79**			**60**	**12**	**75**	**112**	**153**	**55**	**40**	**12**	**17**	**23**
t20 (Top MIS 20) Busson et al., 2019	0,79				12	75	112	153	61	53			
MIS 20 (Rendle & Reijmer 2002)	0,79					72							
B (Wunsch et al., 2018)	0,6			30									
(Eberli et al., 1997)	0,85			39,53									
Reijmer et al., 2012	0,774												23
This study	**0,91**	P3											**30**
Austin et al., 1986-1988	0.91												30
This study	**1,7**			**82**	**37**	**107**	**140**	**185**	**95**	**42**	**20**	**40**	**45**
C (1,7 Myr) Busson et al., 2019	1,7				37	107	140	185	115	56			
C (Wunsch et al., 2018)	2			90	40	107	153	201					
C (Eberli et al., 1997; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	1,7 (1,2-2,1)		U6.3	90	35	100	150	185					
C (Eberli et al., 1997b)	2,1								162	102			
C (Eberli et al., 2001)	1,9-2,1								162	90,2			
Austin et al., 1986-1988	~1,7										20	40	45
This study	**2,1**								**142**	**90**			
C (Eberli et al., 1997a)	~2,1								148	88			
This study	**2,58**	P2		**100**	**200**	**145**	**180**	**225**	**350**	**182**	**25**	**40**	**49**
D (2,6 Myr) Busson 2018	2,6				200	145	180	225	353	150			
D (Wunsch et al., 2018)	3,1				210	145	185	228					
D (Eberli et al., 1997; Anselmetti et al., 2000; Eberli et al., 2002)	3,1 (2,2-4,2)		U6.2		210	145	185	225					
D (Eberli et al., 1997b)	2,1-2,5								367	131			
D (Eberli et al., 2001)	2,2-3								379	131			
Austin et al., 1986-1988	~2,58										25	40	49

Table 6.2. Summary of well markers on the leeward margin, platform, and windward margin.

1. Initial topography: The definition of the initial topography map is a key parameter for the entire model simulation (Montaggioni et al., 2015; Lanteaume et al., 2018; Busson et al., 2019). For the leeward margin, we used the depth of the SB.D horizon (Eberli et al., 1997a; Eberli, 2000) in the seven wells of the section to draw a 2.58 Ma topographic profile. Moreover, we controlled the relative slope angles, which were created with the angle values reported by Betzler et al. (1999). Based on these studies, the initial topographic map used in this study has a relief of 720 m.

The map covers an area of 1800 square km, including a part of the western GBB platform, its associated slope, and basin, with a mean slope angle of 1.7° and a maximum of 2.9° (**Table 6.3**). For the windward margin, we used the actual bathymetry.

Parameters	Values / references
GBB - Leeward & Windward margin	
Run Time	2.58 - 0 Ma
Time step	0.01 Ma
Cell size	500 m
Area of simulation	Leeward & Windward 30 x 60 km
Stratigraphic simulation	
Eustatic curve	Miller et al. (2005)
Subsidence	Differential
Inner Platform, maximum production rate	25000 m/Ma
Reef, maximum production rate	35000 m/Ma
Oolitic Bioclastic sand, maximum production rate	10000 m/Ma
Outer Platform, maximum production rate	40000 m/Ma
Turbidite, maximum production rate	50 m/Ma
Basin - Pelagic, maximum production rate	10 m/Ma
Erosion	0
Wave base	20 m
Wave propagation angle	N200 and N270

Table 6.3. List of parameters used for the forward modeling simulation on the windward margin since the Pleistocene. (For the detailed discussion see text).

2. Definition of carbonate facies, production laws and transport: A carbonate factory is a carbonate precipitation mode that is defined by an ecosystem of organisms and their environment, the sediment which is produced *in situ*, and the early modification of these sediments (James & Jones 2015; Michel et al., 2019). In this study, we extend this concept and use the term "photozoan factory" (*sensu* Michel et al., 2019).

Carbonate production in DionisosFlow® is based on the bathymetry-dependent attenuation of sediment production rate, which is influenced by processes such as accommodation change, wave energy flux, and climatic changes, throughout geologic time. These factors determine the amount and type of sediment produced (Schlager, 2005; Wright and Burgess, 2005; Tella et al., 2022). Therefore, carbonate production is simulated through a series of production versus depth curves.

For this model, we defined six facies: inner platform, bioclastic oolite, reef, outer platform, pelagic, and turbidite. The definition of these six facies comes from the synthesis of the facies present at the Unda and Clino wells and ODP wells. We simulate five different carbonate facies (**Figure 6.12**) and one resulting facies. All of these facies are generated by different bathymetry-dependent source functions (**Figure 6.13**) and different diffusion transport laws (**Table 6.4**), which determine the low or high slope angle of accumulation (Granjeon, 2014). Following the analysis of Kenter (1990), the slope of accumulation of carbonate production is directly related to its dominant sediment fabric (Busson et al., 2019).

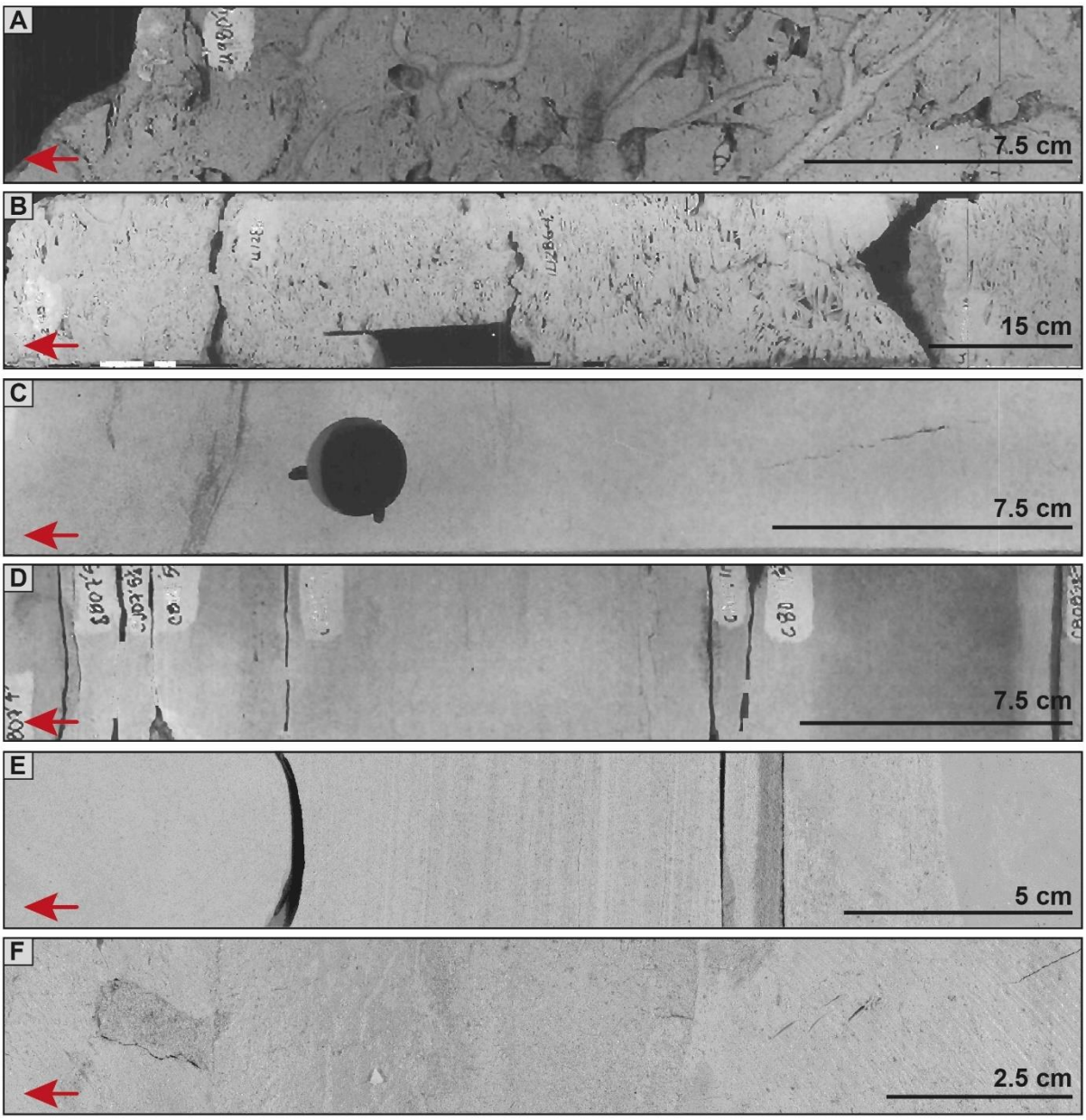


Figure 6.12. A. Dionisos facies: Reef facies - Core photographs of planty corals from Unda well (299 - 299.3 m) (Kenter et al., 2001), B. Dionisos facies: Bioclastic Oolite facies - Core photographs of coarse-grained Hamileda sp. from Unda well (391.8 - 393 m) (Kenter et al., 2001), C. Dionisos facies: Inner platform - Core photographs of fine grained mixed peloidal skeletal packstone from Unda well (434.2 - 434.5 m) (Kenter et al., 2001), D. Dionisos facies: Outer platform:- Core photographs of cemented peloidal packstone to grainstone from Unda well (246.1 - 246.4 m) (Kenter et al., 2001), E. Dionisos facies: Turbidite facies - Core photographs of decimeter-scale turbidite from well 1007 (Eberli et al., 1997), F. Dionisos facies: Pelagic facies - Core photographs of chalk from well 1006 (Eberli et al., 1997).

A. Reef: This facies aims to simulate the platform edge and lowstand coarse cemented wedge described by Grammar & Ginsburg (1992) that is supplied by fringing reef. It is cemented with very low-diffusion sediment accumulating in a steep marginal configuration (Kenter, 1990; Betzler et al., 2016; Busson et al., 2019) (**Table 6.4**). Moreover, the very low diffusion value limits the transport in low angle slope domains. Reef facies have a very low wave-driven coefficient as they accumulate *in situ* and generate an aggrading margin trend. According to Montaggioni et al. (2015), the highest potential coral growth rates are observed in Mururoa within the 1 to 25 m depth interval along the platform edge (**Figure 6.13**). From 40 m depth, light extinction is considered to be critical for high coral

growth rates (Bablet et al., 1995). This production is restricted to wave energy domains above 200 Kw/m to prevent it from reaching the shallow platform interior (**Table 6.4**).

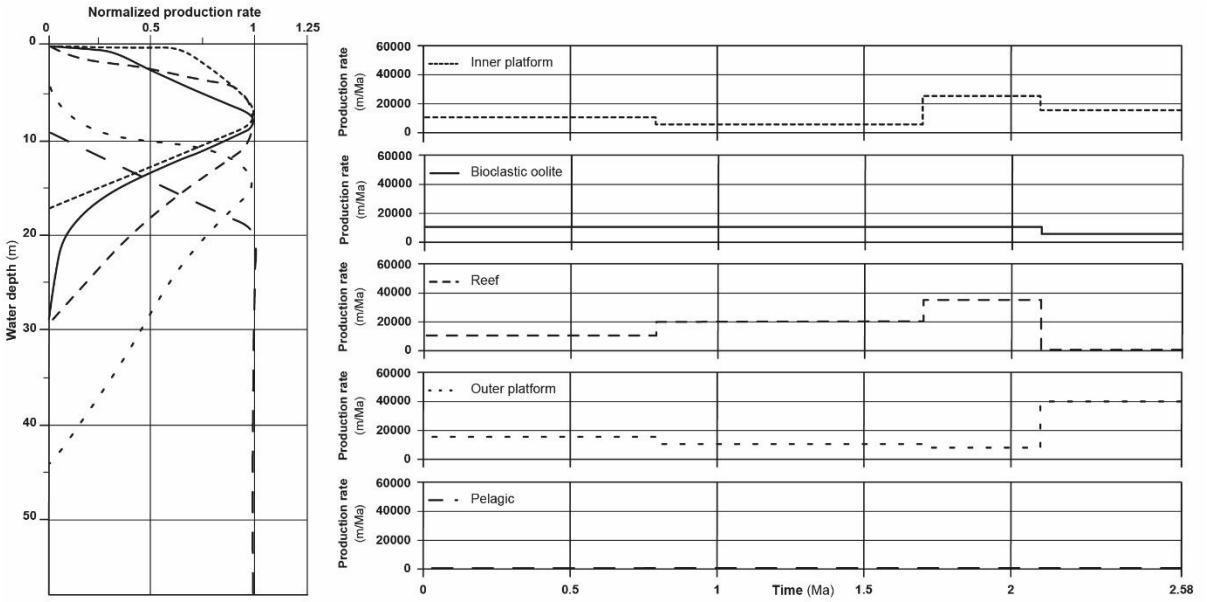


Figure 6.13. Dionisos production laws. Left: the normalized production profiles for the five producers. Right: Time evolution of the production rate for the five producers since the Pleistocene.

B. Bioclastic Oolite: corresponds to the medium-grained facies produced on the platform. Bioclastic oolite deposits can form relief on the platform edge (Harris et al., 2015) and can accumulate on the margin. It has a medium diffusion coefficient, which is constrained by the angle of slope accumulation (Kenter, 1990). The production function of the Bioclastic oolite facies is defined with the maximum production domain at 8 m water depth (**Figure 6.13**). It progressively decreases with increasing light intensity and stops at 25 m water depth.

C. Inner platform: corresponds to the fine-grained facies composed of non-skeletal grains produced on the inner platform (Harris et al., 2015) during platform flooding. The production of Inner platform facies takes place on the shallow water platform from 1 to 16 m water depth, with maximum production at 8 m water depth (**Figure 6.13**).

D. Outer platform: was defined to account for platform margin production and accumulation. It corresponds to the fine-grained facies (**Figure 6.12**) formed on the upper slope. It aims to simulate the micropeloidal packstone accumulation described at the platform edge/slope by Kenter et al. (2001). It is transported by shallow water currents to the deeper platform edge and is constrained by low slope angle accumulation (**Table 6.4**). The production of outer platform facies is defined at a water depth from 6 to 40 m, with maximum production at 15 m water depth (**Figure 6.13**).

E. Turbidite: facies is the result of the transformation of two facies: Bioclastic Oolite and Reef facies. This transformation occurs at a rate of 50 m/Ma for Bioclastic Oolite and 1 m/Ma for Reef (**Table 6.4**). Turbidite facies has a high diffusion coefficient for water and wave transport, constrained by the same angle of slope accumulation as Bioclastic oolite (**Table 6.4**). The high transport coefficient has been defined for distal export of coarse material.

F. Pelagic: is defined as very fine-grained facies composed of pelagic grains produced in the water column (**Figure 6.13**).

GBB - Leeward margin					
Modelled sediment	**Wave energy flux (kW/m)**	**Kgravity (km²/kyr)**	**Kwater (km²/kyr)**	**Kwave (km²/kyr)**	**Critical slope failure (°)**
Inner Platform		0.01	0.02	0.02	2.8624
Reef	200 - maximum	0	0	0	71.565
Oolitic Bioclastic sand		0.1	0.1	0.1	4.0042
Outer Platform		0.09	0.6	0.8	2.8624
Turbidite		1	1	1	4.0042
Basin - Pelagic		0	0	50	0.57294

Table 6.4. Values of the transport coefficients using in Dionisos simulation in the referential model.

3. Accommodation variation: A differential and non-uniform subsidence has been used, even though Busson et al. (2019) used a constant and uniform subsidence rate of 34.1 m/Ma since 1.7 Ma. In this study, the subsidence trend was calibrated with the well from 2.58 Ma. High sediment accumulation variations are present between the wells Unda (platform) and Clino (upper slope to platform). We decided to use the variations of sediment accumulations in time and space for the definition of the subsidence trend. The Bahamian platform margin was deposited during a period of very high frequency and amplitude sea-level fluctuations during the Pleistocene. Accommodation variation is modeled as the interaction between sea-level oscillation (Miller et al., 2011) and subsidence.

Step 3: Controlling factors test:

For this step, we tested controlling factors that affect the carbonate system. Multiple models were created where initial topography, wave action, and production parameters were individually tested. The aim of this step was to quantify the impact of variations in initial topography, wave action, and carbonate production on the architecture, accumulations, and stratigraphy.

Step 4: Controlling factors quantification:

In this step, we want to characterize the impact of the controlling factors on the production rate. To do this, we need to define the total preserved and exported volumes. In DionisosFlow®, we generated a filter on the paleo bathymetry and defined a threshold value of 40 m to separate what is preserved from what is exported (**Figure 6.11**). We calculated the volume of preserved and exported sediment for all sequences under consideration. To obtain the total produced volume, we added the preserved and exported volumes. To calculate the preserved and exported rates, we need to define the preserved production areas and exported production areas (m^2) for each sequence. In DionisosFlow®, we export the map of the areas for each time interval under consideration. To define the rate in m/Ma, we divide the volumes by the area (m^2) for preservation and export.

Step 5: Model comparison:

To compare all the models with each other during the time according to the parameters (production, initial topography, wave impact), a methodology was set up. We defined six key intervals (2.58 to 2.1 Ma, 2.1 to 1.7 Ma, 1.7 to 0.79 Ma, 0.79 to 0.4 Ma, 0.4 to 0.32 Ma, 0.32 to 0 Ma). For each interval of each model, we calculated the maximum slope angle (Slope max) at the base of each interval, the maximum aggradation (Aggradation max), and the maximum progradation (Progradation max) (**Figure 6.14**).

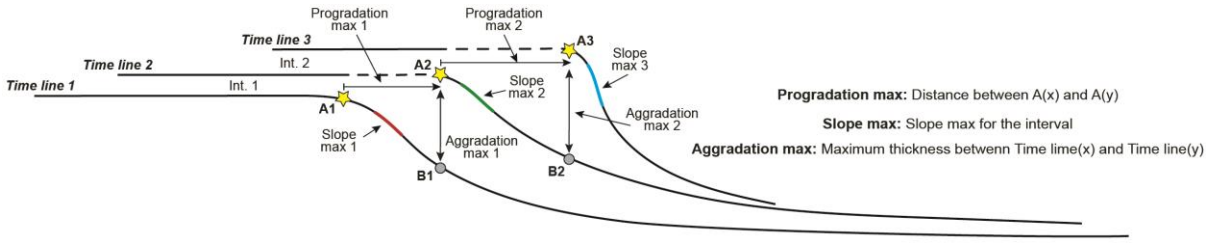


Figure 6.14. Summary of the elements characterized to quantify the impact of controlling factors of the stratigraphic response.

6.2.4 - Results

This section presents the results of the tests of the impact of four controlling factors (initial topography, reef production, outer platform production, and waves impact) on the windward and leeward margins of the GBB since the base of the Pleistocene. These results are presented in three points: **(a)** the impact of the control factors on the stratigraphic architecture of the two margins. **(b)** the impact of these same factors on the preservation and export rates of the two margins. **(c)** a comparison of the impact of each control factor on the response of the two margins.

1. Impact of controlling factors on the stratigraphic architecture of the leeward and windward margins:

In this section, we characterized the impact of four controlling factors (initial topography, reef production, outer platform production, and waves impact) on the stratigraphic architecture of the leeward and windward margin since the Pleistocene.

1.1. Reference model characterization: The reference model of the leeward margin is characterized by a progradation of 9 km from the base of the Pleistocene, with a maximum initial topographic angle of 2.81° and a maximum current angle of 11.7°. The maximum aggradation is 482 m. The windward reference model is characterized by a maximum initial topographic slope angle of 10.26°, a maximum final angle of 16.38°, and a maximum angle variation of 6.12° over 2.58°. The progradation is 1 km, and the maximum aggradation of the model is 267 m.

1.2. Impact of the initial topography on the stratigraphic architecture of the two margins:
The variation of the initial topography was tested using six cases of topography configuration while keeping the same carbonate production, sea level curve, transport, and wave impact values.

1.2.1. Impact of the initial topography on the leeward margin: The initial topography of model IT.1 represents a significant decrease in the depth of the initial bathymetry of 320 m with a decrease of the maximum slope angle of 1.49° between IT.1 and IT.2 (the reference model). The resulting geometry can be divided into two categories: 1) a prograding margin with planar clinoforms, sub-horizontal downlap, and lowstand wedge, and 2) an aggrading margin with low distal export. The total progradation of model IT.1 is around 34 km with a maximum aggradation of 697 m. The slope angle ranges from 1.32° to 10.5°. Model IT.2 represents the reference model with a maximum initial bathymetry of 720 m. The geometry can be divided into two phases (**Figure 6.15**). The first phase describes a low prograding and aggrading trend, while the second phase is characterized by aggradation and progradation trend. The maximum slope angle ranges from 2.81° to 11.7°. The total progradation is around 9 km, and the maximum aggradation is 482 m. Model IT.3 represents an increase in the depth of the initial bathymetry of 125 m with an increase in the maximum slope angle of 0.91° between IT.3 and IT.2 (the reference model). The resulting geometry is divided into two categories: 1) very low progradation and export and 2) prograding aggrading margin. The total progradation of 6 km and aggradation of 350 m are lower compared to the other models. The slope angle ranges from 3.72° to 12.2°.

Looking at the stratigraphic response of the three models (**Figure 6.15**), it is notable that model IT.1 does not show the same response as models IT.2 and IT.3, notably in the interval 2.58/2.1 Ma. In this interval, model IT.1 shows a progradation of 31 km, an increase of 1.5° in slope angle, and an aggradation of 410 m. Post 2.1 Ma, the three models have almost the same characteristics. Models IT.2 and IT.3 are quite similar in terms of stratigraphic response, with a difference in initial topography of 0.91°, while models IT.1 and IT.2 are quite different and have a difference in initial topography angle of 1.49°. This implies that there is a threshold angle value between the IT.1 and IT.2 models.

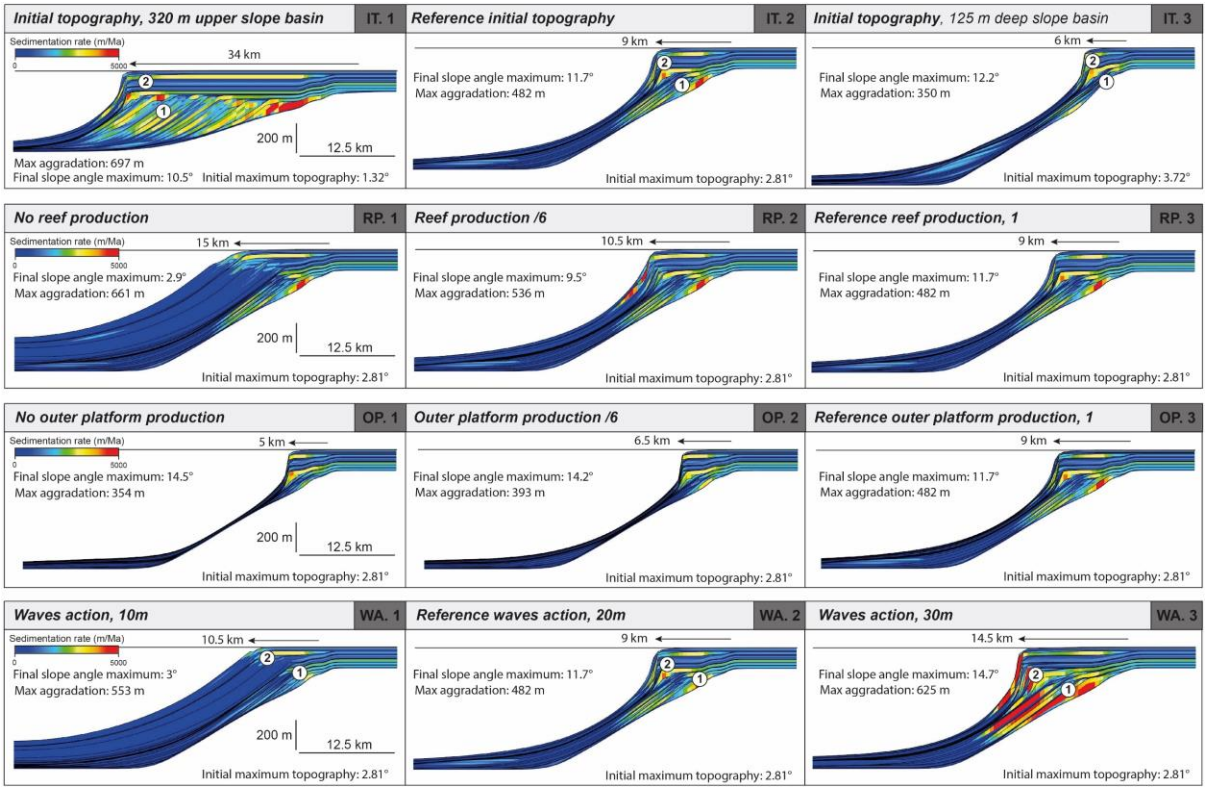


Figure 6.15. 2D representation of different models testing initial topography, reef and outer platform production, as well as the impact of waves on the stratigraphic response of the leeward margin since the base of the Pleistocene.

1.2.2. Impact of the initial topography on the windward margin: The IT.4 model's initial topography is characterized by a 600 m decrease in depth from the initial bathymetry and a maximum slope angle decrease of 3.76° compared to the reference model (**Figure 6.16**). The total progradation is 2 km, and the maximum aggradation is 315m. The maximum slope angle increases from 6.5° to 13.88°. Compared to the reference model, the progradation is greater by 1 km, and the maximum aggradation is higher by 48 m. The IT.5 model represents a 250 m decrease in bathymetry and a 1.51° decrease in slope angle compared to the reference model. This decrease in slope angle is characterized by a progradation of 1.5 km and a maximum aggradation of 303 m. The maximum slope angle increases from 8.75° to 16.2°. Compared to the reference model, the progradation is greater by 0.5 km, and the maximum aggradation is higher by 36 m. The IT.6 model is made up of 250 m more bathymetry and an increase in the maximum initial topography angle of 2.58° compared to the reference model. This architecture is translated by a progradation of 1 km and a maximum aggradation of 251 m. The maximum slope angle increases from 12.84° to 16.96°. Compared to the reference model, the progradation is the same, and the maximum aggradation is lower by 16 m.

Looking at the stratigraphic response of the three models, it is notable that they follow the same general trend with a retrogradation from 2.58 to 2.1, which is more pronounced for the IT.6 model, followed by progradation for all three models (**Figure 6.16 & 6.17**). The maximum aggradation is fairly comparable among the three models, with a maximum difference of 64 m between the IT.4 and IT.6 models. Comparing the slope angles, it is notable that the larger the initial topography angle, the less

variation in the angle in the model. For example, the model with the highest initial topography angle, IT.6, has a variation in angle of only 4.12°, while the model with the lowest initial topography angle, IT.4, has a variation in angle of 7.38°. Furthermore, the larger the initial topography angle, the less capable the system is of undergoing progradation, as shown by the IT.6 and IT.4 models. This also applies to the maximum aggradation.

1.3. Impact of the reef production on the stratigraphic architecture of the two margins: In this section, the variation of the production rate of the reef was tested, and their geometry was compared.

1.3.1. Impact of the reef production on the leeward margin: Model RP.1 (no reef production) involved creating a mud-dominated margin. This production configuration produced a highly prograding model of around 15 km with high transport of fine sediments towards the slope, creating very low slope angle variation (< 0.2°). The maximum aggradation is high (661 m) due to the low slope angle variation. In contrast, model RP.2, where reef production takes place, resulted in less progradation distance of around 10.5 km (**Figure 6.15**). Reef production created a steep slope with a slope angle variation of around 6.7°, resulting in reduced maximum aggradation of 536 m compared to the model with no reef production. For model RP.3, the progradation of 9 km is reduced compared to the other models, the slope angle variation is higher at 8.9°, and the maximum aggradation is lower at 482 m. Comparing the stratigraphic response of the three models shows that models RP.1 and RP.2 are distant, while models RP.2 and RP.3 are quite close. The difference lies in the total progradation, which is 15 km in model RP.1, 10.5 km in model RP.2, and 9 km in model RP.3. In addition, the maximum slope angles are quite similar in models RP.2 and RP.3 (9.5 and 11.7°), and very different in model RP.1 (2.9°) (**Figure 6.15**).

Looking at the progradation/aggradation and progradation/slope plots (**Figure 6.15, 6.17, 6.18**), it is notable that the absence of reef production generates a stratigraphic response that is subject to significant maximum aggradation, which is related to the significant progradation and the very low change in slope angle. This very low change in slope angle is the result of the non-construction of robust facies on the margin of the platform, which does not generate a change in the sedimentary profile and also generates significant export of muddy material on the slope.

1.3.2. Impact of the reef production on the windward margin: The RP.4 model is characterized by a lack of production of the reef facies. The model's response is an overall retrogradation of 4 km with a decrease in the maximum slope angle of 1.62° (**Figure 6.16**). The maximum aggradation is 182 m. Furthermore, it is notable that the absence of a reef margin construction leads to thickening in the basin and a higher bypass slope. In comparison with the reference model, the total progradation is reduced by 5 km and the maximum aggradation is reduced by 85 m. The RP.5 model is characterized by a six-fold reduction in reef production compared to the reference model. This model's stratigraphic response is a total progradation of 0.5 km and a maximum aggradation of 254 m. The maximum slope angle is 13.28°. The establishment of a reef leads to an increase in the maximum angle of 3.02°. In comparison with the reference model, the total progradation is reduced by 0.5 km, the maximum aggradation by 13 m, and the maximum angle by 3.1°.

Looking at the stratigraphic response of the three models RP.4, RP.5, and RP.6 (the reference model), it is notable that the progradation/aggradation plot shows a quite different stratigraphic response between the RP.4 model, which has no reef production, and the other two models (**Figure 6.16 & 6.17**). The production of reef facies produces a system capable of greater aggradation, as shown by the RP.4 and RP.5 models, where aggradation is higher by 72 m. Furthermore, the progradation/slope plot also shows that the constructive reef facies is capable of forming a robust margin on a steep slope, limiting the bypass of fine sediment from the platform and increasing slope angles.

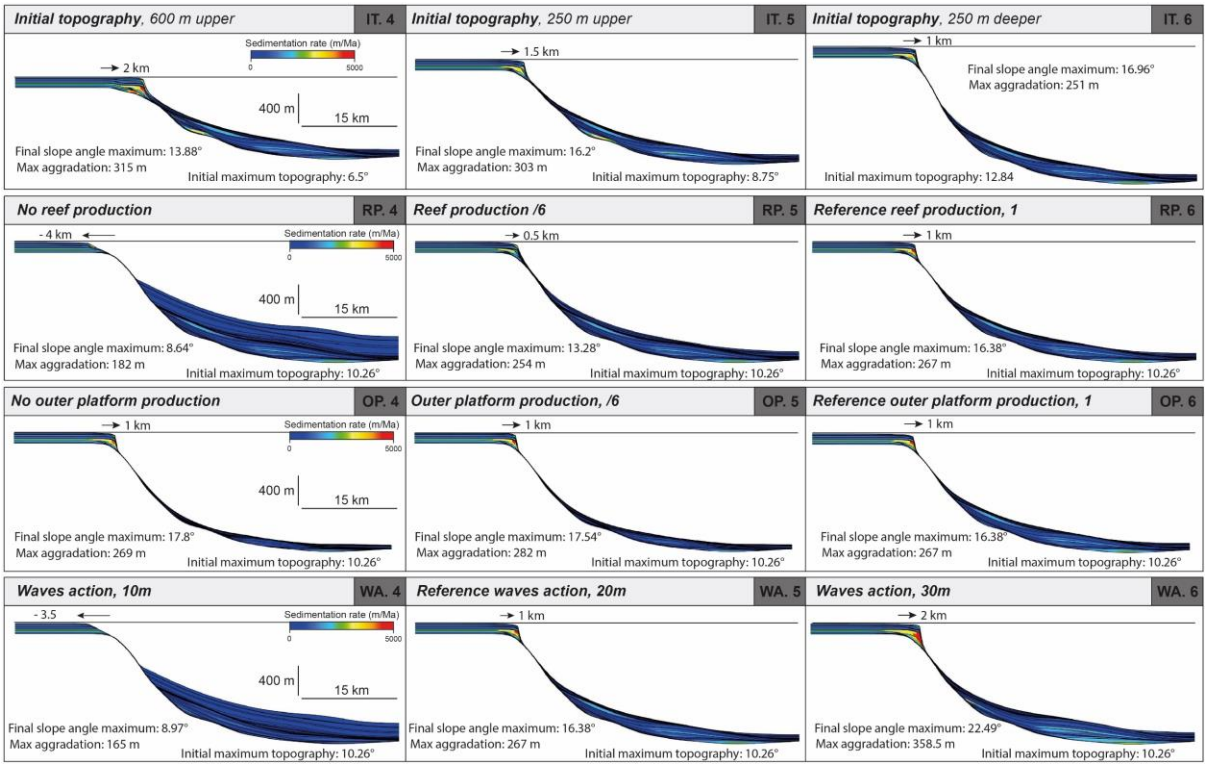


Figure 6.16. 2D representation of different models testing initial topography, reef and outer platform production, as well as the impact of waves on the stratigraphic response of the windward margin since the base of the Pleistocene.

1.4. Impact of the outer platform production on the stratigraphic architecture of the leeward and windward margins: In this section, the variation of the production rate of the outer platform was tested, and their geometry was compared.

1.4.1. Impact of the outer platform production on the leeward margin: On the leeward margin, model OP.1 (no outer platform production) involved the creation of a steep margin with a slope angle ranging from 2.81° to 14.5°. (**Figure 6.15**) The margin was grain dominated with a low maximum aggradation of 354 m. In response to the creation of the steep margin, the progradation distance was reduced to 5 km. Model OP.2, where a few outer platform productions took place, showed a very slight reduction in slope angle variation compared to OP.1, ranging from 2.81° to 14.2°. There were few differences in the maximum aggradation between the two models (Fig X), and the progradation distance was around 6.5 km. Model OP.3 described the test on the lower slope angle variation for outer platform production, ranging from 2.81° to 11.7°, but registered a maximum aggradation of 482 m and progradation of 9 km (**Figure 6.15**).

Comparing the three models shows that they are quite similar in terms of their stratigraphic response (**Figure 6.15**). The non-production or low production of outer platform-type facies generates an increase in slope angle, a decrease in progradation, and maximum aggradation (**Figure 6.15, 6.17, 6.18**).

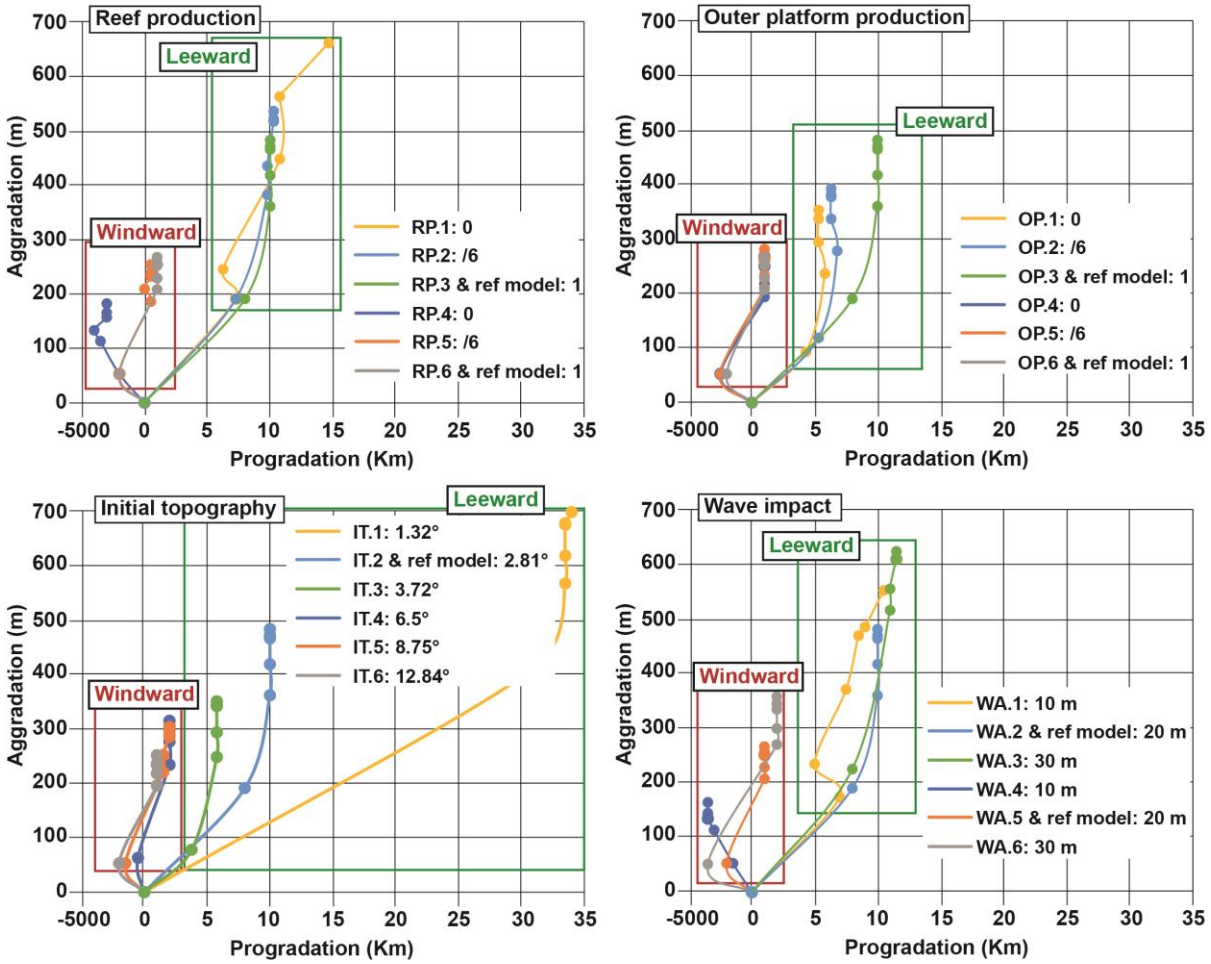


Figure 6.17. Graphic representing the progradation/aggradation plot according to the different controlling factors tested for the windward and leeward margins.

1.4.2. Impact of the outer platform production on the windward margin: The OP.4 model is characterized by outer platform absence of production. The model response is a global progradation of 1 km and an increase in the maximum slope angle from 10.26° to 17.8°, with a maximum aggradation of 269 m (**Figure 6.16**). In comparison with the reference model, the total progradation is the same, the maximum aggradation is 2 m higher, and the maximum slope angle is increased by 1.42°. The OP.5 model is characterized by a division by 6 of the production of outer platform facies compared to the reference model. This model presents as a stratigraphic response a total progradation of 1 km, a maximum aggradation of 282 m, and an increase in the maximum slope angle from 10.6° to 17.54°. In comparison with the reference model, the total progradation is the same, the maximum slope angle is increased by 1.16°, and the maximum aggradation is 15 m higher in the OP.5 model.

Looking at the stratigraphic response of the three models OP.4, OP.5, and OP.6 as the reference model, it is notable that the stratigraphic response of the three models is extremely similar. This is especially visible on the progradation/aggradation and progradation/slope plots, where the models are almost indistinguishable (**Figure 6.16, 6.17, 6.18**). The total progradation for the three models is 1 km, the maximum slope angle variation is a maximum of 1.42°, and the maximum aggradation difference is 15 m.

1.5. Impact of the waves on the stratigraphic architecture of the two margins: The wave impact was studied by testing three model of the wave base: 10 m, 20 m, 30 m.

1.5.1. Impact of the waves the stratigraphic architecture of the leeward margin: The model WA.1 was developed with a wave bases actions at 10 m involved the creation of low angle mud

dominated margin passing from 2.81° to 3° with a maximum aggradation of 553.5 m (**Figure 6.15**). The low angle mud dominated margin is created in response to the no reef creation because the wave energy is below 200 kW/m. The low angle progradation is around 10.5 km creatin by muddy sediments. The model WA.2 shows us that the building reefal window is between the wave impact of 10 to 20 m. This is characterized by the establishment of steep margin and a decrease in progradation and aggradation. Model WA.3 with wave impact of 30 m shows us an increase of a maximum aggradation, slope angle, progradation and sediment rate. The model is always divided into two phases. The phase 1 represent a clear increase of sediment rate in relation with the increase of wave energy. The higher wave energy in this model increases the rate of exported sediments and the progradation. The phase two when the reef production take place at 2.1 Ma is characterized by higher progradation, aggradation and an increase of slope angle passing to 14.7° at the end. This observation is the result of the increase of reef production and the increase of exported muddy facies thanks to the deep wave impact.

The influence of wave action depth is important on the stratigraphic response of the three models (**Figure 6.15, 6.17, 6.18**). A low wave action depth generates no change in sedimentary profile with a low sedimentation rate ramp geometry dominated by mud. Greater wave action increases the presence of reef-type facies, changes the sedimentary profile from a ramp type to a steep platform type. Moreover, the greater the wave action, the greater the progradation and consequently the maximum aggradation.

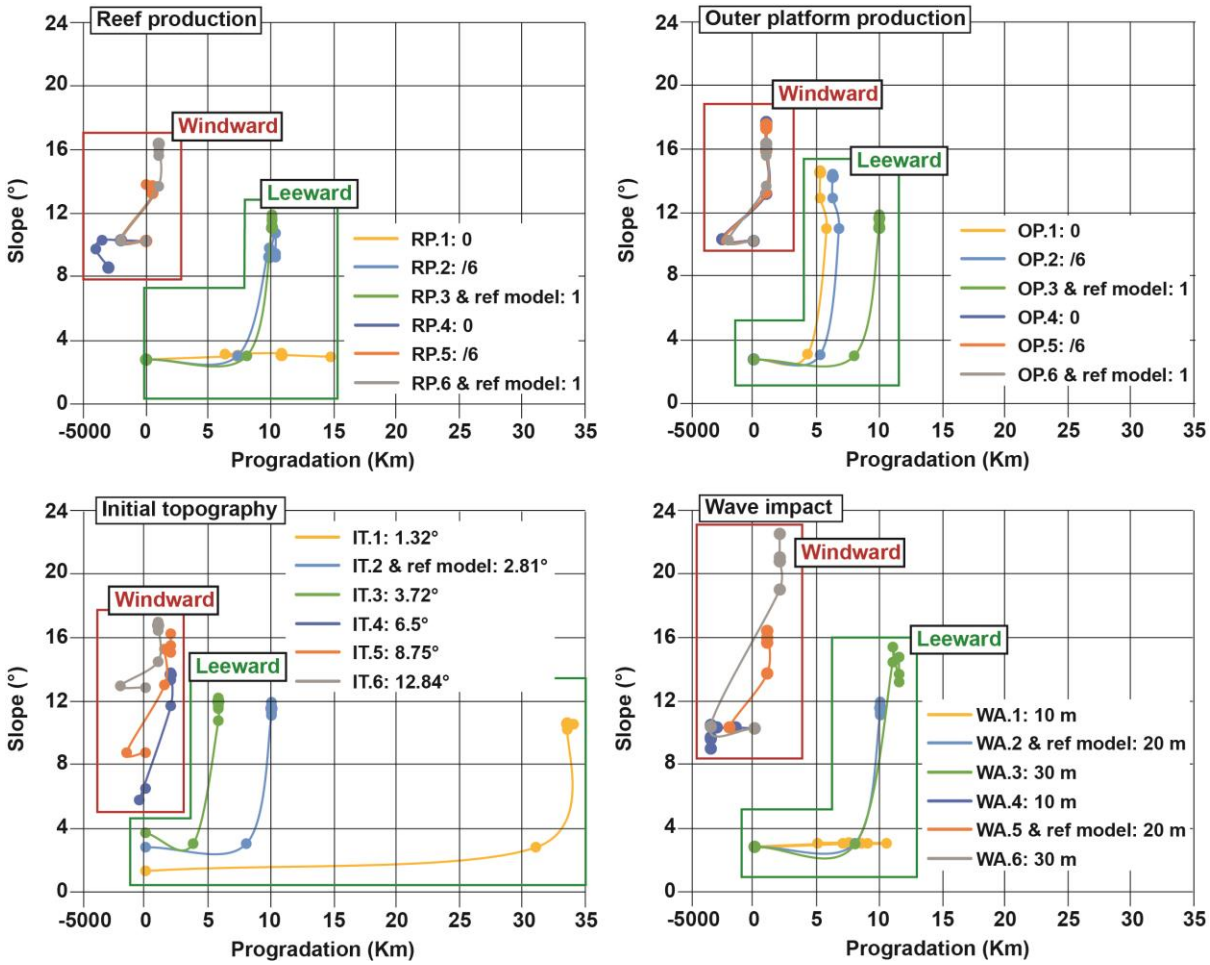


Figure 6.18. Graphic representing the progradation/slope plot according to the different controlling factors tested for the windward and leeward margins.

1.5.2. Impact of the waves on the stratigraphic architecture of the windward margin: The WA.4 model is characterized by wave action located at a depth of 10 m. The response of the system is a retrogradation of the system by 3.5 km, a decrease in the slope angle of 1.29° from 10.26 to 8.97°

(**Figure 6.16**). Additionally, the maximum aggradation is 165 m. The characteristic of this model is the bypass of sediment on the upper slope, the non-deposition of the margin of the platform, and an overthickness of muddy sediment in the basin. In comparison with the reference model, the progradation is reduced by 4.5 km and the maximum aggradation by 102 m. The WA.6 model is characterized by wave action located at a depth of 30 m. The response of this model is a progradation of 2 km, an increase in the maximum slope angle of 12.23°, and a maximum aggradation of 358.5 m. Comparing this model to the reference model, it is noteworthy that the progradation is greater by 1 km, the maximum aggradation by 91.5 m, and the maximum slope angle by 6.11° (**Figure 6.16**).

Looking at the stratigraphic response of the 3 models, WA.4, WA.5 (the reference model), and WA.6, it is noteworthy that the progradation/aggradation and progradation/slope plots show quite different responses (**Figure 6.17 & 6.18**). The WA.4 model, with wave action at a depth of 10 m, retrogrades and has relatively low aggradation, in contrast to the other two models. Additionally, this same model has a decreasing slope angle. The WA.4 and RP.4 models have almost the same characteristics, indicating that a shallow depth of wave action does not lead to reef production.

2. Quantification of the impact of the controlling factors on the carbonate production - preservation and export on leeward and windward margins:

In this section, we compare the impact of controlling factors on carbonate production in the two margins. The carbonate production rates characterized in this section represent rates from the base of the Pleistocene without internal discretization. The goal is to have an overall view of the impact of control factors on production.

2.1. Reference model characterization: The reference models present preservation rates on the platform of 74 m/Ma for the leeward margin and 63 m/Ma for the windward margin. Regarding export, the reference model for the leeward margin presents a rate of 79 m/Ma and 101 for the windward margin (**Figure 6.19**).

2.1. Preserved production rates: Regarding the comparison of preservation rates between the two margins, it is notable that the different controlling factors have a minor impact. The leeward margin has a minimum preservation rate of 63 m/Ma for the No Reef Production RP.1 model and a maximum rate of 88 m/Ma for the model with the lowest initial topography IT.1. Regarding the preservation of the windward margin, the minimum value is 55 m/Ma for the No Reef Production RP.4 model and a maximum rate of 65 m/Ma for the model with the lowest initial topography IT.4. The values therefore vary by 25 m/Ma for the leeward margin and 10 m/Ma for the windward margin (**Figure 6.19**).

2.3. Exported production rates: Regarding the impact of controlling factors on the rates of exported production, it is notable that they are much more significant than for preservation. For the leeward margin, the rate values vary between 41 m/Ma for the model No Outer Platform production OP.1 to 165 m/Ma for the model No Reef production RP.1. The windward margin displays a minimum export of 45 m/Ma for the model No Outer Platform production OP.4 and a maximum of 268 m/Ma for the model No Reef production RP.4 (**Figure 6.19**). It is notable that the models of both margins that have No Reef production as a parameter have the lowest preservation rates but also the highest export rates. Furthermore, the models of the leeward and windward margins with No Outer Platform production have the lowest export rates.

The study of preservation and export rates for models testing the impact of waves shows surprising results, as very little variation in preservation rates is observed on the two margins. Variations occur in export rates. The two margins do not present a linear decrease in export rates in relation to the deepening of wave action. The lowest export rate is simulated for a wave action of 20 m. The different rates for the leeward margin are 152 m/Ma with a wave action of 10 m, 79 m/Ma for a wave action of 20 m, and 88 m/Ma for wave action at 30 m. In comparison, the windward margin has rates of 220 m/Ma with a wave action of 10 m, 101 m/Ma for a wave action of 20 m, and 88 m/Ma for wave action

at 123 m (**Figure 6.19**). It is notable that for both margins, a relationship close to doubling is present between the rates between 10 and 20 m of wave action.

When comparing rates between the reference models of two margins with rates from models testing initial topography, it was found that the latter had little effect on preservation and export rates. However, this factor had a notable impact on the stratigraphic response of the systems.

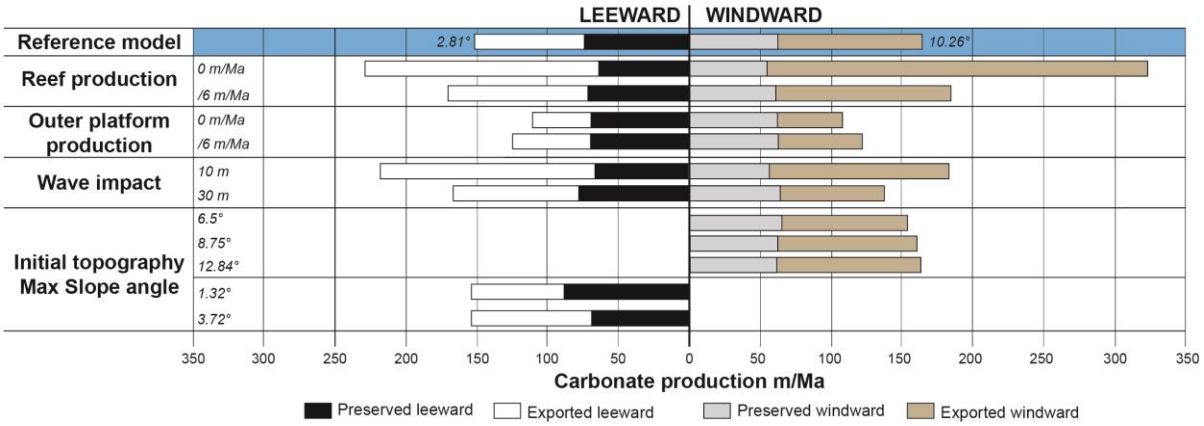


Figure 6.19. Graphic representing the rates of carbonate production in m/Ma of the windward and leeward margins as a function of preservation and export for the different controlling factors.

3. Comparison of controlling factors impact between the leeward and windward margins:

In this paragraph, we will describe the impact of each control factor on the stratigraphic architecture and rates for upwind and downwind margins. A synthesis of control factors is presented (**Figure 6.20**), where each model is plotted based on the initial parameters that are tested using 3D cubes. The response to these control factors is presented in the form of a 2D model. At the first order, all control factors have a low impact on production rates, which are preserved on the platform, unlike the rates that are exported. The accommodation space and potential production surfaces on the platform vary very little across models, explaining why the preservation rates are quite similar.

3.1. Initial topography: The initial topography strongly impacts the stratigraphic architecture of the leeward margin. This is particularly notable for low angles. For example, a variation of 1.49° completely changes the stratigraphic architecture (34 km progradation for model IT.1 with an angle of 1.32° and 9 km progradation for model IT.2 with an angle of 2.81°). Furthermore, for initial topography angles greater than 3°, even a significant increase in angles does not have a major impact on the stratigraphic architecture (**Figure 6.17 & 6.18**). There is therefore a threshold value of initial topography angle around 2.5 - 3°. This explains why the windward margin, which has slope angles greater than 3°, undergoes only large variations in stratigraphic architecture even with variations of more than 4° in the initial topography angle. The variation in initial topography angles has very little impact on preservation and export rates (**Figure 6.19**).

3.2. Reef production: The absence of reef facies on both margins implies a high rate of muddy material export, and therefore the non-construction of a steeper margin. The leeward margin remains on a ramp profile, while the windward margin undergoes a platform backstep and a bypass of the upper slope, forming a base-of-slope apron system. The more important the production of reef facies on the leeward margin, the less the RP.2 and RP.3 models prograde (**Figure 6.15 & 6.17**). Conversely, the more important the production of reef facies on the windward margin, the more the system can generate the RP.5 and RP.6 progradation models. This implies that for a reef production value > 0 input, the stratigraphic response of the leeward and windward margins is inverse (**Figure 6.17 & 6.18**).

3.3. Outer platform production: The variations in production of the Outer platform facies have a very different response on the two margins. On the leeward margin, the higher the rate, the more

the margin progrades and aggrades, and therefore the more the export increases. On the windward margin, there is no notable variation in stratigraphic architecture related to the input rates of this facies, although export rates increase slightly (**Figure 6.19**). This is due to the steep slope of the windward margin, which is not conducive to these facies due to its excessive gradient.

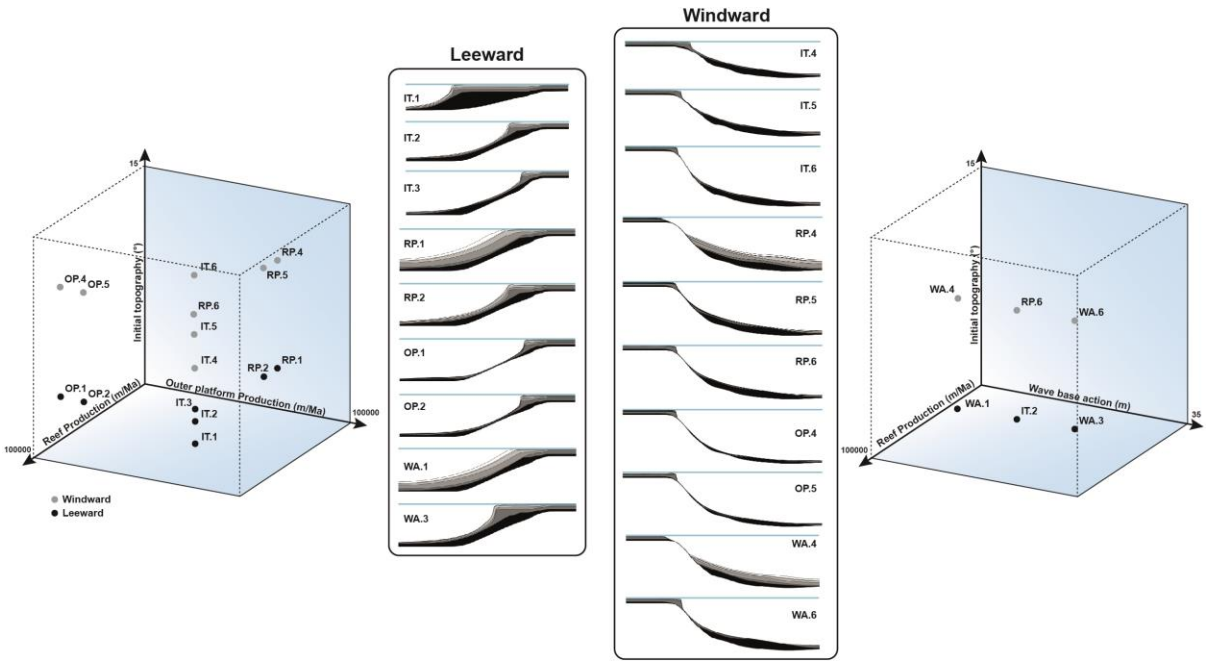


Figure 6.20. Representation of the controlling factors that are tested in this study (Reef Production, Outer Platform Production, Initial Topography, Wave impact) using a 3D visualization for windward and leeward margins, and their implications for the stratigraphic response. It is noteworthy that the stratigraphic response of the leeward margin is more sensitive than the windward margin to these controlling factors.

3.4. Wave action impact: It is notable that the stratigraphic response of the two margins is opposite for low values of wave action depth. The leeward margin progrades but does not change its stratigraphic architecture with a muddy slope. The platform of the windward margin backsteps, its slope is bypassed, and its basin is dominated by mud. This is the result of the non-production of the Reef facies because the energy produced by these waves is too low compared to the limit value of energy required for Reef production. On both margins, the higher the wave action depth, more the margin progrades and aggrades (**Figure 6.17 & 6.18**). The depth of wave action and the energy that is released strongly impact the production of reef facies, sediment export, and therefore stratigraphic architecture.

6.2.5 - Discussion and conclusions

Many limitations exist in the numerical simulations of the DionisosFlow® software, which affects the validity of the simulated stratigraphic architectures. This study focuses on the variation of specific facies production rates and the balance between preservation and export, which is greatly ensured by sediment export from the platform through a process known as density cascading. Additionally, the balance between preserved production and export models the geometry of a platform.

In this study, the balance between sediment production and export is modeled without a specific hydrodynamic model of a shallow-water platform. The simulation of wave energy that affects export depends on the geometry of the margin and therefore the potential production surfaces. There are no simulations that take into account the presence of tidal channels and high-energy sediment flux within them. Furthermore, the reference model for the leeward margin is defined without a contour current. However, this contour current has an erosive power in this zone, thus modeling the geometry of the margin (Betzler et al., 2014) and influencing the export rates. It is possible that the production and export are underestimated in our modeling in this sense. Additionally, the tests on the leeward margin

on the progradation distances are probably underestimating because they do not include a contour current. Furthermore, in this experiment, the width of the platform is greatly reduced compared to reality, measuring only about 15 km in our case and over 100 km in the real case. This implies that the production may be underestimated in order to compensate for the smaller production area available.

Moreover, the stratigraphic modeling in our case does not take into account the erosion of the platform during lowstand phases. This implies that the accommodation space available during sea level rise is underestimated. For example, recent studies by Kolodka et al. (2016) and Montaggioni et al. (2015) predict erosion on the order of 100 to 250 m/Ma. This implies that for an emergence of around 0.1 Ma, we would experience destruction of the platform on the order of 10 to 25 m, representing more than 15% of our total sedimentary pile. This also implies that our subsidence law is not related to reality.

The use of stratigraphic modeling has allowed for the high-resolution study and quantification of the impact of certain controlling factors on the stratigraphic evolution since the base of the Pleistocene of the windward and leeward sides of the GBB. A maximum amount of information for the reference model of the leeward margin was extracted from an important bibliographic database linking wells and seismic, making this reference model robust. Additionally, on the windward margin, new seismic data (Mulder, 2016) and well data (Austin et al., 1986) are also present, ensuring high-quality comparison between conceptual models and models based on process modeling.

The reference models of the leeward and windward margins present two extremely distinct architectures (**Figure 6.21**). The leeward margin presents a prograding and aggrading system with three phases of stratigraphic evolution. The first phase is very prograding without much variation in the sedimentary profile, ranging from 2.58 to 2.1 Ma, followed by a phase of aggradation and progradation with an increase in slope angles (2.1 - 1.7 Ma), and a third and final phase of pure progradation (1.7 - 0 Ma). This margin is a mud-dominated accretionary slope apron.

The Exuma Sound windward margin is characterized by a first phase of platform backstepping (2.58 - 2.1 Ma), followed by a second phase of platform progradation and aggradation (2.1 - 1.7 Ma). The third phase is characterized by platform aggradation (1.7 - 0 Ma). Throughout these intervals, the slope of the windward margin is mainly in bypass, generating a grain-dominated base of slope apron system.

The stratigraphic architecture and geometries are the result of a large number of controlling factors, such as production, initial topography, and wave action. The stratigraphic response can be understood and constrained based on these controlling factors. For example, the production of low-transport coefficient and high-angle-of-repose reef facies on the platform margin has the power to drastically increase slope angles and consequently constrain progradation distances (**Figure 6.21**). This is particularly the case for systems with a low initial topographic angle, which transition from a ramp to a step platform system, highlighting the importance of understanding the producer type over time on the platform.

Furthermore, an increase in the proportion of reef facies production has little impact on preservation rates but implies a decrease in total export rates. For a leeward margin with primarily muddy production and a low slope angle (less than 2°) (**Figure 6.21**), very prograding ramp systems without sedimentary profile variation tend to be created. This is due to the distribution of muddy production on the slope, which has a significant transport power and low angle of repose. In contrast, for a slope angle greater than 2°, progradation is less due to the low accumulation power of muddy material on the slope, resulting in bypass of this material down the slope.

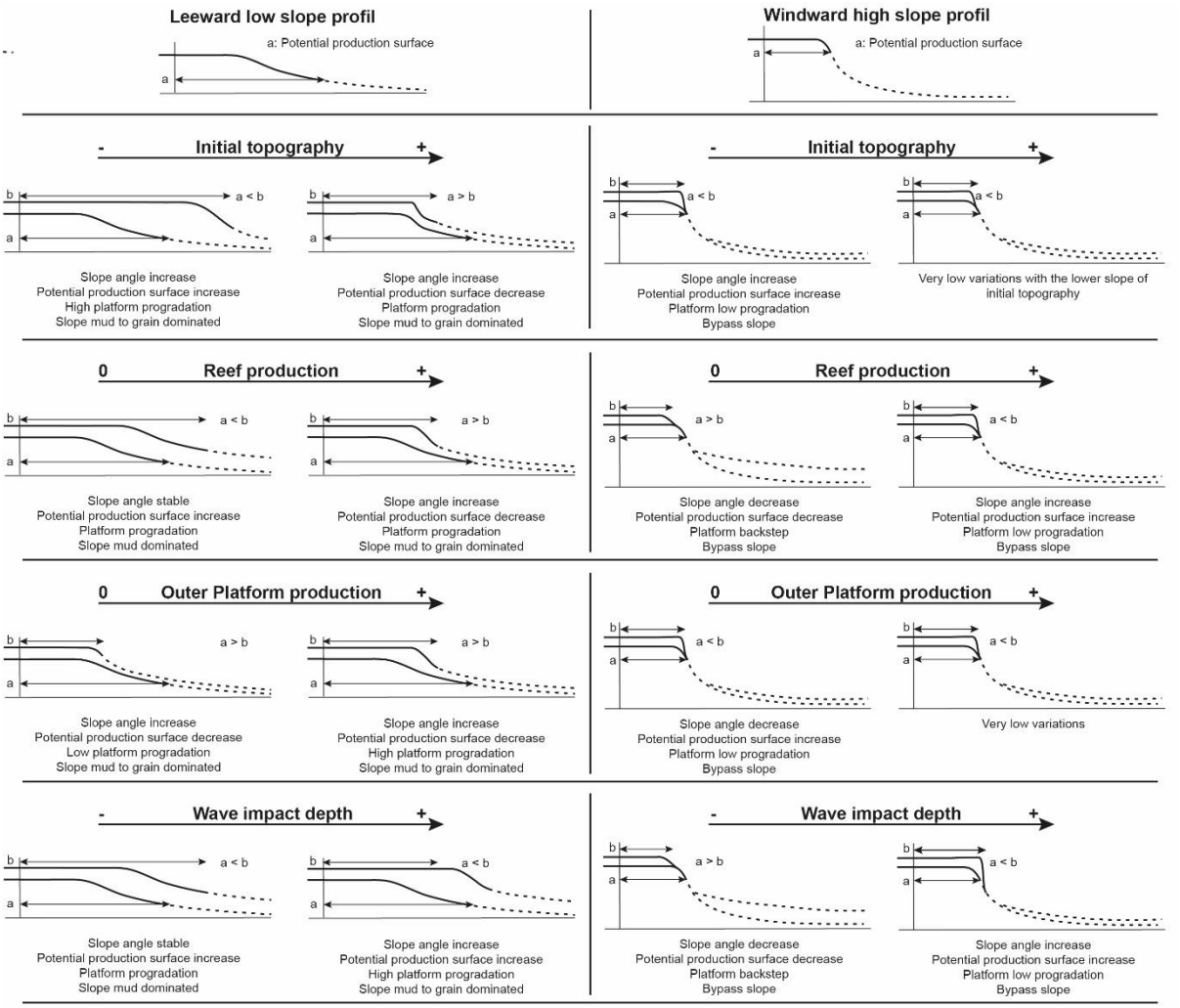


Figure 6.21. Stratigraphic response of windward and leeward margins according to different controlling factors.

An increase in the proportion of outer platform facies production has very little impact on preservation rates but increases export rates, thus increasing progradation distances, aggradation, and decreasing profile angles. Deepening the wave action promotes the export of fine material distally, which leads to an increase in the proportion of reef facies on the margin over time and the creation of a very constructive and prograding profile.

The stratigraphic architecture of a system is more sensitive to controlling factors such as production rate variation, producer type, wave action depth, and initial topography angle, especially if this angle is low.

6.3 - Références bibliographiques du chapitre VI

A

Aurell, M., Bádenas, B., Bosence, D.W.J., and Waltham, D.A., (1998). Carbonate production and offshore transport on a Late Jurassic carbonate ramp (Kimmeridgian, Iberian basin, NE Spain): Evidence from outcrops and computer modelling: Geological Society Special Publication, v. 149, p. 137–161.

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

B

Bablet, J.P., Gout, B., and Goutière, G., (1995). The Atolls of Mururoa and Fangataufa (Polynésie Française). III–The Living Environment and Its Evolution: Paris: Commisssariat À L'Énergie Atomique–Direction Des Centres D'Expérimentations, Nucléaires.

Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology 46 (6), 1127–1143.

Betzler, C., Lindhorst, S., Eberli, G.P., Lüdmann, T., Möbius, J., Ludwig, J., Hübscher, C., (2014). Periplatform drift: the combined result of contour current and off-bank transport along carbonate platforms. Geology 42 (10), 871–874.

Betzler, C., Hübscher, C., Lindhorst, S., Lüdmann, T., Reijmer, J. J.G., Braga, J.C., (2016). Lowstand wedges in carbonate platform slopes (Quaternary, Maldives, Indian Ocean). The Depositional Record 2016 2 (2), 196–207.

Boylan, A.L., Waltham, D.A., Bosence, D.W.J., Badenas, B., and Aurell, M., (2002). Digital rocks: Linking forward modelling to carbonate facies: Basin Research, v. 14, p. 401–415.

Budd, A.F., Manfrino, C.M., (2001). Coral Assemblages and Reef Environments in the Bahamas Drilling Project Cores. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 41–60.

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology. 379.

D

Droxler, A.W., and Schlager, W., (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. Geology, 13, 799–802.

E

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., (1987). Segmentation and coalescence of Cenozoic carbonate platforms, northwestern Great Bahama Bank. Geology, 15, 75–79.

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., and al., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., (2000). The record of Neogene sea-level changes in the prograding carbonates along the Bahamas transect – Leg 166 synthesis, in Swart P.K., Eberli G.P., Malone M.J., and Sarg J.F. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific. Results. Vol. 166.

G

Grammer, G.M., & Ginsburg, R.N., (1992). Highstand versus lowstand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. Marine Geology, 103(1–3), 125–136.

Ginsburg, R.N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication 70.

Granjeon, D., and Joseph, P., (1999). Concepts and Applications of A 3-D Multiple Lithology, Diffusive Model in Stratigraphic Modeling, in Harbaugh, J.W., Watney, W.L., Rankey, E.C., Slingerland, R., Goldstein, R.H., and Franseen, E.K. eds., Numerical Experiments in Stratigraphy Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic, SEPM Society for Sedimentary Geology.

Granjeon, D., (2014). 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys. In Martinius, A.W., Ravnås, R., Howell R.J., Steel, J.A., Wonham J.P., From Depositional Systems to Sedimentary Successions on the Norwegian Continental Margin. International Association of Sedimentologists. Gent.

H

Harris, P.M.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K., & Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62(2), 566–589.

J

James N.P., Jones B.G., (2015). Origin of carbonate rocks. Wiley, Hoboken.

K

Kenter, J.A.M., (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. Sedimentology, 37 (5), 777-794.

Kenter, J.A.M., Ginsburg, R.N., Troelstra, S.R., (2001). The Western Great Bahama Bank: sea-level-driven sedimentation patterns on the slope and margin. In: Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project (Ed. by R.N. Ginsburg) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 70, 61-100.

Kolodka, C., Vennin, E., Bourillot, R., Granjeon, D., Desaubliaux, G., (2016). Stratigraphic modelling of platform architecture and carbonate production: a Messinian case study (Sorbas Basin, SE Spain). Basin Research 28 (5), 658–684.

L

Lanteaume, C., Fournier, F., Pellerin, M., and Borgomano, J., (2018). Testing geologic assumptions and scenarios in carbonate exploration: Insights from integrated stratigraphic, diagenetic, and seismic forward modeling: Leading Edge, v. 37, p. 672–680.

M

Manfrino, C.M., Ginsburg, R.N., (2001). Pliocene to Pleistocene Deposition History of the Upper Platform Margin. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 17–40.

Michel, J., Laugié, M., Pohl, A. Lanteaume, C., Masse, J.P., Donnadieu, Y., Borgomano, J., (2019). Marine carbonate factories: a global model of carbonate platform distribution. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 108, 1773–1792.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., (2011). Sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24, 40-53.

Montaggioni, L.F., (2005). History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors, Earth-Science Reviews, 71(1–2), pp. 1–75.

Montaggioni, L. F., J. Borgomano, F. Fournier, and D. Granjeon, (2015). Quaternary atoll development: New insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean): Sedimentology, 62, no. 2, 466–500.

Mulder, T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante.

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(1-2), 37-79.

P

Pomar, L., and Kendall, C.G., (2008b). Ecological Accommodation: A Key to the Interpretation of Carbonate Platform Architecture Variability: Search and Discovery Article 50150 (2008)., v. 50150.

Principaud, M., Ponte, J.P., Mulder, T., Gillet, H., Robin, C., Borgomano, J., (2017). Slope-to-basin stratigraphic evolution of the northwestern Great Bahama Bank (Bahamas) during the Neogene to Quaternary: interactions between downslope and bottom currents deposits. Basin Research 29 (6), 699–724.

R

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., (2002). Quaternary slope development of the western, leeward margin of the Great Bahama Bank. Marine Geology 185 (1–2), 143–164.

S

Schlager, W., (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA, 200 pp.

Sealey, N.E., (1994). Bahamian Landscapes: an introduction to the physical geography of the Bahamas. Media Publishing, Nassau, Bahamas, p 128.

T

Tella, T.O., Winterleitner, G., and Mutti, M., (2022). Investigating the role of differential biotic production on carbonate geometries through stratigraphic forward modelling and sensitivity analysis: the Llucmajor example: Petroleum Geoscience, p. petgeo2021- 053.

Tella, T.O., Winterleitner, G., Morsilli, M., and Mutti, M., (2022). Testing Sea-level and carbonate production effects on stratal architecture of a distally steepened carbonate ramp (Upper Miocene, Menorca): A 3D Forward model approach: Sedimentary Geology.

W

Warrlich, G.M.D., Waltham, D.A., and Bosence, D., (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D): Basin Research, v. 14, p. 379–400.

Williams, H.D., Burgess, P.M., Wright, V.P., Della Porta, G., Granjeon, D., (2011). Investigating Carbonate Platform Types: Multiple Controls and a Continuum of Geometries, Journal of Sedimentary Research, 81(1), pp. 18–37.

Wright, V.P., & Burgess, P.M., (2005). The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. Facies, 51(1-4), 19-25.

7. Estimation of Carbonate Production in the Windward Margin of the GBB during the Neogene to the Quaternary

Problématique

Ce chapitre est un article en préparation qui a pour problématique la quantification de la production carbonatée de la marge au vent d'Exuma Sound depuis la base du Tortonien. La première question : Les taux calculés selon deux méthodes différentes sont-ils cohérents ? La seconde question : Quel est l'impact des variations du niveau marin et de la discrétisation temporelle sur les taux de production ? La troisième question : Les Bahamas sont-elles une source ou un puits de CO_2 et dans quelle mesure ? La quatrième question : Les variations de la production carbonatée calculées aux Bahamas sont-elles corrélées au niveau mondial et sont-elles liées à des facteurs globaux tels que le climat et les variations eustatiques ?

Objectifs

- Réalisation d'une méthodologie utilisant deux types de données et de discipline de la géologie dans le but de quantifier la production carbonatée.
- Quantification de la production carbonatée suivant les deux types de données et disciplines.
- Quantification de l'impact de la discrétisation temporelle sur les taux de productions simulés.
- Comparaison des résultats de production avec des valeurs de productions typique.
- Comparaison de la production qui est calculée dans le temps avec des courbes de productions locales et mondiales et des taux réels.
- Quantification des volumes de CO_2 qui sont produit par les Bahamas.

Organisation

7.1 - Synthèse du chapitre VII ____ 286

7.1.1 - Présentation des objectifs 286
7.1.2 - La méthodologie 286
7.1.3 - Quantification de la production carbonatée à partir des données sismiques et de puits 287
7.1.4 - Estimation de la production carbonatée par le (stratigraphic forward modeling) 288
7.1.5 - Les données 290
7.1.6 - Les résultats principaux 291
7.1.7 - Conclusions et perspectives 293

7.2 - Article III ____ 294

7.2.1 - Abstract 295
7.2.2 - Introduction 295
7.2.3 - Geological setting 296
7.2.4 - Data and Methods 297
7.2.5 - Results 308
7.2.6 - Discussion and conclusions 320

7.3 - Références bibliographiques du chapitre VII ____ 324

Chapitre VII - Estimation of Carbonate Production in the Windward Margin of the GBB during the Neogene to the Quaternary

7.1 - Synthèse du chapitre VII

Ce chapitre s'intéresse à la quantification de la production carbonatée de la marge au vent du GBB depuis la base du Tortonien *via* deux méthodes : l'une repose sur des bilans de masse d'après les données de puits et sismiques, l'autre est réalisée *via* la modélisation stratigraphique basée processus.

7.1.1 - Présentation des objectifs

La quantification de la production carbonatée totale (*in-situ gross carbonate production*) est basée sur trois processus qui sont : **1.** *In-situ net carbonate Budget*, qui est la production préservée sur la plateforme, **2.** *In-situ carbonate Erosion*, qui est la production sur la plateforme exportée distalement, **3.** *In-situ carbonate Dissolution*, qui est la dissolution non prise en compte dans cette étude (**Figure 7.1**).

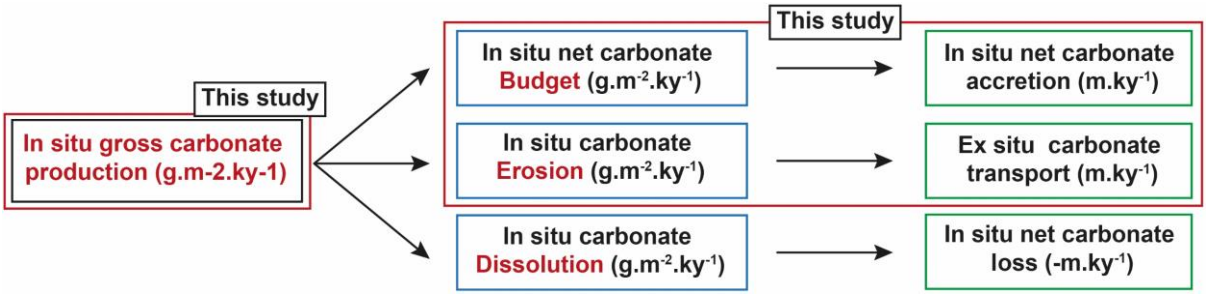


Figure 7.1. Schéma montrant la répartition de la production carbonatée dans le but d'en faire une estimation dans son ensemble (Borgomano, non publié).

Une nouvelle méthodologie a été mise en place dans le but de quantifier la production carbonatée dans son ensemble allant, de la production préservée sur la plateforme à la production exportée depuis la plateforme.

Cette méthodologie croise deux disciplines de la stratigraphie. La première se fait *via* une étude de sismostratigraphie (interprétation sismique), la création de cartes isopaques dans le bassin. L'extrapolation des données de puits sur la plateforme et la création de surfaces potentielles de production. La seconde repose sur une étude de *forward stratigraphic modeling* sur la même zone d'étude. Cette méthodologie a pour but : de quantifier suivant deux méthodes des taux et volumes de production dans le temps et de tester la réponse du signal de production en fonction de la discrétisation du temps, de faire le croisement des résultats de ces deux méthodes, de faire la comparaison de ces résultats avec des valeurs typiques de production qui sont issues de la bibliographie, de quantifier les volumes de CO_2 qui sont créés par la plateforme des Bahamas depuis la base du Pléistocène, de déterminer si la réponse de production est mondiale et synchrone avec des événements eustatiques et climatiques.

7.1.2 - La méthodologie

Cette étude repose sur une nouvelle méthodologie qui met en parallèle des données brutes de sismique/puits et des résultats de modélisation stratigraphique.

Dans un premier temps, nous décrirons précisément la méthodologie concernant les données de sismique et de puits, et dans un second temps, la méthodologie concernant la modélisation stratigraphique.

7.1.3 - Quantification de la production carbonatée à partir des données sismiques et de puits

1. Estimation de la production carbonatée exportée :

Un travail de calibration et d'interprétation sismique est réalisé dans le but d'obtenir des cartes isopaques sur les intervalles de temps clés. Les cartes isopaques servent à calculer les volumes totaux de résédimentation par intervalle de temps. Dans cette étude la méthode de calibration et les données sismiques sont les mêmes que dans l'article I *(Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins)*. Cette calibration est issue des puits ODP de la mission ODP leg 101 (631, 632, 633) (Austin et al., 1986). La sismique provient de la campagne CARAMBAR 2 de Mulder (2016).

Les cartes isopaques permettent la quantification des volumes et des taux resédimentés. Grâce aux rapports de puits du leg ODP 101, nous avons définie des valeurs de porosités moyennes pour chaque intervalle.

→ Les volumes effectifs (m^3) qui sont exportés sont définis en enlevant la porosité de chaque intervalle au volume total de l'intervalle.

→ Les taux (m^3/Ma) sont calculés en divisant les volumes effectifs par le temps de l'intervalle qui est considéré.

→ Les taux exportés (m/Ma) sont calculés en divisant les taux par la surface de l'isopaque.

2. Estimation de la production préservée sur la plateforme :

Dans ce calcul, nous devons définir l'épaisseur (m) qui est préservée sur la plateforme pour chaque intervalle de temps. Dans ce cas, nous utilisons le puits Unda situé sur la marge sous le vent du GBB provenant de la mission Bahamas Drilling Project (BDP) (Ginsburg, 2001) et qui a traversé les séries de l'actuel au Néogène supérieur. Ce puits est localisé à 350 km de la zone d'Exuma Sound. Nous avons estimé que les séquences de plateforme à l'ouest du GBB peuvent être extrapolées à la zone de plateforme d'Exuma Sound. Le puits Clino de la marge sous le vent n'a pas été considéré, car la pente de cette marge est beaucoup trop importante pour supporter une progradation, contrairement à la marge sous le vent où se trouve Clino. Pour ce faire, une calibration stratigraphique très précise au puits Unda puits est nécessaire en utilisant les données qui sont issues de la littérature (Eberli et al., 1997; McNeill et al., 2001; Busson, 2018; Busson et al., 2019).

3. Estimation des volumes de préservation sur la plateforme par aire de production :

Le but de ce calcul est de quantifier les volumes préservés sur la plateforme pour chaque intervalle de temps. Dans ce cas, des aires potentielles de production sont générées, allant de 150 à 750 km^2. Ces aires de production doivent être représentatives des environnements propices à la production carbonatée. Afin de définir les volumes préservés sur la plateforme (m^3), il est nécessaire de multiplier les épaisseurs de chaque intervalle par les aires des surfaces potentielles.

4. Calcul des volumes effectifs de préservation par aire de production :

Dans ce calcul, on quantifie les volumes effectifs de préservation par aire de production (m^3). Il est alors nécessaire d'avoir des valeurs de porosité au puits pour chaque intervalle. Dans un premier temps, il faut définir des valeurs moyennes de porosité pour chaque intervalle de l'étude. Dans un deuxième temps, il faut supprimer ces valeurs de porosité aux volumes calculés à (l'étape 3) afin de déduire les volumes effectifs.

5. Calcul des taux effectifs de préservation par aire de production et taux effectif de préservation :

1. Le taux effectif de préservation par aire de production est le résultat du volume effectif qui est préservé par aire de production divisé par la durée en temps de l'intervalle (m^3/Ma).

2. Le taux de préservation est le résultat de la division du taux de volume effectif de préservation par l'aire de production (étape 4) (m/Ma).

6. Calcul du taux effectif total de production :

Le taux effectif de la production (m/Ma) est la somme du taux de préservation sur la plateforme et du taux de production qui est exporté depuis la plateforme.

7.1.4 - Estimation de la production carbonatée par le (stratigraphic forward modeling)

Dans cette partie, nous décrivons la méthodologie employée pour calculer les taux de production (préservation et exportation) à l'aide de l'outil de modélisation stratigraphique DionisosFlow® (Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation) (Granjeon, 1997 ; Granjeon & Joseph, 1999).

1. Les composantes principales :

Les composantes essentielles sont d'avoir les mêmes conditions eustatiques, de subsidence, de production, de transport, et de topographie initiale que le modèle géologique.

1. La composante eustatique a deux entrées essentielles. La première consiste à avoir les mêmes variations eustatiques que celles de l'intervalle considéré. La seconde concerne le pas d'échantillonnage imposé au modèle. Le pas d'échantillonnage doit être suffisamment fin pour capturer les grandes hausses et baisses du niveau marin sur l'intervalle considéré. Un pas d'échantillonnage insuffisamment précis ne reproduira en aucun cas le forçage de l'eustatisme sur la production et l'architecture stratigraphique réelle.

2. La subsidence, qui est couplée à l'eustatisme, est essentielle pour la création de l'espace d'accommodation et donc de production sur la plateforme. Les valeurs de subsidence peuvent être constantes ou variables dans le temps et dans l'espace. Dans notre cas, pour l'intervalle (12-0 Ma), la subsidence est calculée par rapport à l'épaisseur totale préservée au puits sur la plateforme.

3. La production a deux composantes. La première concerne les types de producteurs. Les producteurs modélisés doivent être en lien avec la production observée dans le temps sur la zone d'étude. Dans notre cas, le choix des producteurs résulte de l'étude des faciès au puits Unda. Cinq producteurs (*Inner platform, Reef, Oolitic bioclastic sand, Outer platform, Pelagic*) sont modélisés, ainsi qu'un faciès qui est le produit de transformation (turbidite). La seconde composante est le taux de production (m/Ma) que l'on impose dans le temps pour chaque faciès. Les taux de production doivent être en lien avec les épaisseurs préservées et exportées dans la zone d'étude. Selon le producteur, le taux de production peut être très supérieur au taux envisagé sur l'intervalle de temps considéré car l'influence des variations du niveau marin est très forte. Par exemple, on enregistre un taux de 50 m/Ma sur un intervalle de 1 Ma, durant lequel la plateforme n'est immergée que 5 % du temps. Il faudra donc entrer un taux de production supérieur à 1000 m/Ma pour cet intervalle.

4. Le transport est l'une des composantes les plus importantes car il a un réel impact sur l'architecture stratigraphique résultant de l'export de particules. À ce jour, il n'existe pas d'abaque de coefficient de transport en fonction du type de particule. Afin de définir correctement les coefficients de transport à utiliser, une étude bibliographique a dû être réalisée et a fait l'objet de nombreux tests.

5. La topographie initiale est le paramètre principal qui influence l'architecture stratigraphique d'un modèle. Deux modèles ayant les mêmes conditions initiales, mais deux topographies initiales différentes de moins de 1°, auront une réponse stratigraphique extrêmement différente. Dans notre cas, nous avons utilisé des données sismiques pour calculer l'angle de pente de la topographie initiale.

2. Mise en place du protocole de modélisation stratigraphique :

1. La première étape est la définition d'un modèle de référence qui doit être le plus proche de la réalité en termes d'architecture stratigraphique, d'épaisseur et de faciès qui sont préservés et exportés. Ici, le modèle de référence est sur la marge au vent d'Exuma Sound au même endroit que là où sont présentes les données sismiques et de puits. Ce modèle de référence a pour intervalle (12 - 0 Ma) (**Figure 7.2**).

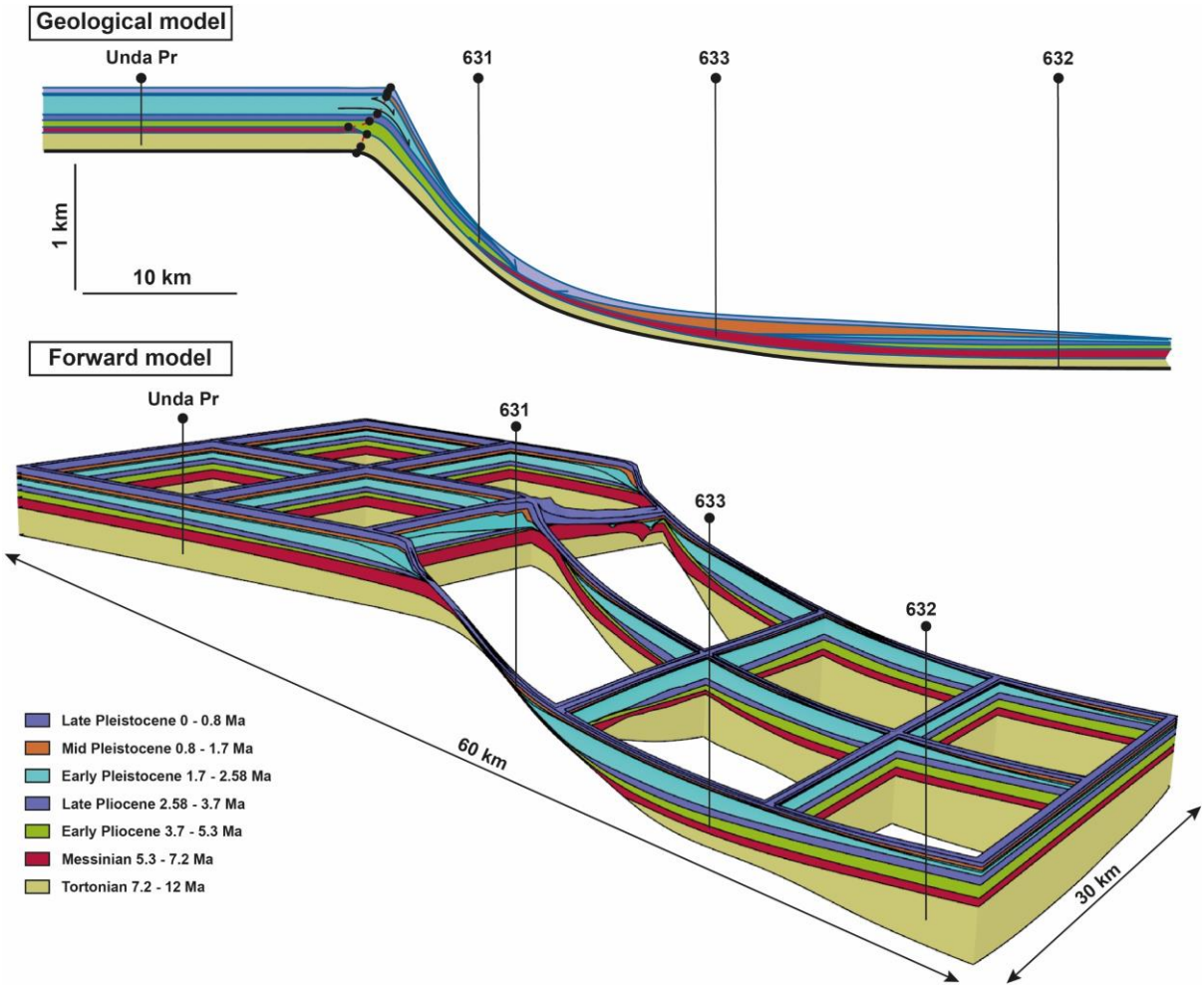


Figure 7.2. Comparaison des séquences du modèle géologique 2D qui est le produit de l'étude sismique et des puits de la marge au vent d'Exuma Sound de l'article 1 depuis la base du Tortonien avec le modèle de référence 3D de modélisation stratigraphique. Les géométries du modèle 3D n'évoluent pas exactement de la même façon les unes par rapport aux autres quand nous nous déplaçons dans le modèle.

2. Afin de définir le meilleur modèle de référence possible, un aller/retour constant est effectué entre données sismiques/puits et données en sortie d'une modélisation 50 simulations ont été faites.

3Calcul des taux et volumes de production préservée sur la plateforme et exportée :

Un filtre sur les paléobathymétries dans DionisosFlow® est réalisé pour une valeur de 40 m de bathymétrie. Pour les valeurs de bathymétrie inférieure à 40 m, nous considérons que la production est préservée sur la plateforme et pour les valeurs supérieures à 40 m que la production est exportée. Ce filtre est écrit sous la forme (**E.1**) :

$$if(bathymetry \lesseqgtr 40, Cell_{Volume}, 0) \qquad \textbf{E.1)}$$

Ceci donne deux résultats : **1.** le volume total en m^3 sur les 12 Ma de production préservée sur la plateforme, **2.** le volume total en m^3 sur les 12 Ma de production exportée depuis la plateforme. Par

la suite, nous souhaitons connaître les volumes de préservation et d'export sur les intervalles de temps qui nous intéressent. Pour ce faire, nous devons concevoir un nouveau filtre en utilisant la grille d'âge (Ma) de DionisosFlow® et nos valeurs de volume. Cette étape est réalisée à l'aide de l'outil *Statistics Viewer* de DionisosFlow®, où nous examinons la somme des volumes par intervalle de temps. À la fin de cette étape, nous obtenons les volumes de préservation et d'export pour chaque intervalle de temps.

Avant de faire le calcul de taux, il faut enlever la porosité comprise dans les intervalles considérés. Cette porosité est induite par l'aggradation que l'on modélise par intervalle de temps. Elle provient de l'étape de calibration de la subsidence du modèle basée sur l'épaisseur actuelle qui est préservée sur la plateforme au puits Unda. Cette pile sédimentaire contient de la porosité. Pour définir les valeurs effectives de taux de production, nous devons obligatoirement enlever la porosité qui est présente sur la plateforme aux volumes de préservation et d'export. Pour définir les taux effectifs de préservation et d'export, il faut diviser les taux effectifs de préservation et d'export par le temps de l'intervalle considéré. Nous obtenons donc une valeur en (m^3/Ma).

Obtention des taux effectifs de préservation et d'export. Pour cela nous devons faire la division des volumes par une surface. Il suffit donc d'extraire les surfaces moyenne de chaque intervalle en considération depuis DionisosFlow® et faire la division des volumes par les surfaces. À la fin de cette étape nous avons pour chaque intervalle temps que l'on considère des taux effectifs de préservation et d'export (m/Ma).

4. Calcul des taux totaux effectif de production (m/Ma) :

Pour cette étape il faut réaliser la somme des taux effectifs de préservation et d'export de la plateforme par intervalle de temps.

5. Conversion des taux de m/Ma à kg/m^2/yr ou kg/m^2/kyr :

Pour la comparaison des résultats avec les valeurs de taux publiés dans la littérature, des conversions doivent être faite. Par exemple (Salder, 1981; Schlager, 1999, 2003, 2005) utilisent des micron/yr comme unité équivalents à m/Ma. D'autres auteurs (Stockman et al., 1967; Stearn et al., 1977; Bosence, 1989) utilisent des kg/m^2/yr.

6. Conversion des taux de kg/m^2/kyr en CO_2 :

Les précédents volumes en kg/m^2/yr sont converti en CO_2 généré par la plateforme des Bahamas par an. Il est important de noter que ces volumes de CO_2 sont le résultat du calcul du carbone C qui est stocké par accumulation de $CaCO_3$ qui constitue le squelette calcaire des organismes.

7.1.5 - Les données

Les données de ce chapitre proviennent de campagnes sismiques et de forages. Comme dans l'article 1, les données sismiques sont issues de la campagne CARAMBAR 2 de Mulder (2016). Dans ce chapitre, nous nous intéresserons uniquement au système d'Exuma Sound. Dans l'article 1, des cartes en isopaques sont réalisées au sein de ce système. Nous avons donc repris ces cartes et nous en avons extrait les volumes pour chaque intervalle de temps considérés.

Les données de forage du puits Unda sur la plateforme issue de la mission BDP de (Ginsburg, 2001) sont reprises pour une bonne caractérisation des faciès, des épaisseurs et de la subsidence. Les données des puits ODP Leg 101 (631, 632, 633) (Austin et al., 1986) sont aussi intégrées dans cette étude. La synthèse stratigraphique de l'ensemble des marqueurs des puits présentées dans l'article 1 a aussi été reprise afin de bien contraindre le modèle. Dans un dernier temps les données bathymétriques dans l'actuel, acquise par Mulder (2016) dans le système d'Exuma Sound, ont été utilisées dans le but de bien caractériser la pente du système.

7.1.6 - Les résultats principaux

Dans le cadre de cette étude, deux méthodologies ont été créées dans le but de quantifier la production carbonatée.

La première méthodologie est basée sur des données de puits, sismiques et la création de surfaces potentielles de production. Cette méthodologie propose des résultats avec une discrétisation temporelle du 3ème ordre avec des séquences entre 0,8 et 2,6 Ma (**Figure 7.3**). Cette méthodologie n'inclut pas la porosité, décrivant donc des taux et volumes réels de production. Il est appréciable de souligner que des tendances de production préservé, exporté et totaux se dessinent en fonction des variations du niveau marin. Ceci est visible, par exemple, pour les séquences syn-Miocène où le système est relativement stable d'un intervalle à un autre, c'est-à-dire ayant les mêmes gammes de taux de production. Ce type de réponse est fait pour un trend eustatique qui est invariable durant cet intervalle, caractérisé par une faible amplitude et une courte période temporelle. Au contraire, lorsque le trend eustatique change avec une plus grande amplitude, comme au Pliocène et au Pléistocène, le système est déséquilibré, les taux de production ne sont plus constants d'un intervalle à un autre (**Figure 7.3**).

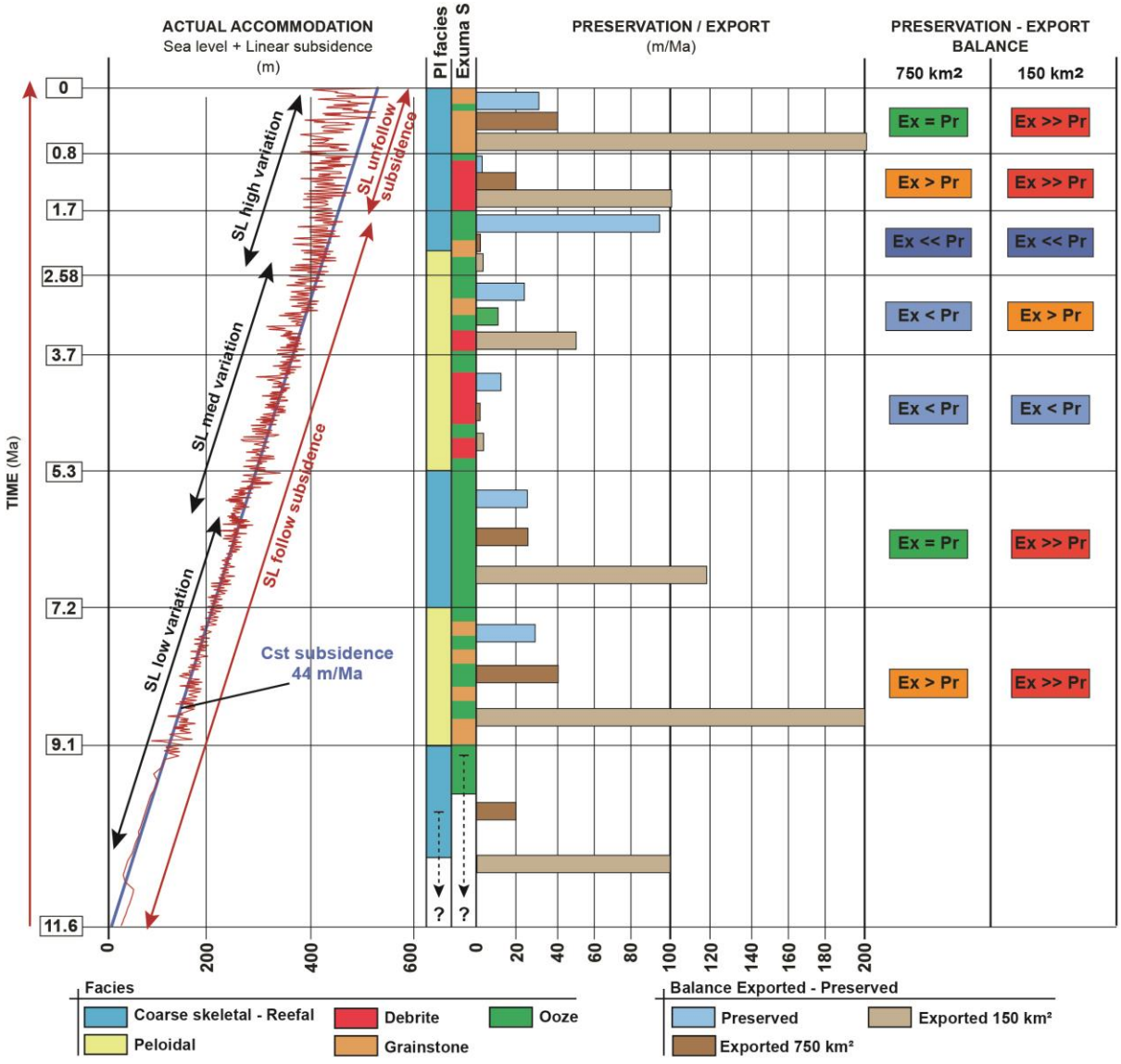


Figure 7.3. Illustration des résultats de la première méthodologie (puits/sismiques/surfaces potentielles) montrant l'impact de l'accommodation et du type de producteurs sur les taux de préservation et d'export, ainsi que sur la réponse stratigraphique de la marge au vent d'Exuma Sound depuis la base du Tortonien.

La deuxième méthodologie est faite, *via* la modélisation stratigraphique, a permis d'estimer des taux de production suivant différents pas de discrétisation temporelle (0,05 - 0,25 - 0,5 - 1 Ma), offrant donc une résolution au 4ème et 5ème ordre stratigraphique.

Les résultats de cette méthode montrent l'importance de la discrétisation temporelle et le lien fort entre les taux de production et les variations du niveau marin. En résumé, la plateforme n'est ennoyée que très peu de temps dans son histoire, montrant le caractère discontinue de la production carbonatée (**Figure 7.4**). De plus, le croisement des résultats de la première méthodologie et de la seconde montre que les taux de production sont du même ordre et suivent le même trend au cours du temps, illustrant la robustesse des deux méthodes. Il est également notable que les taux de production exportés et totaux de la modélisation stratigraphique suivent les taux qui sont calculés en utilisant les plus grandes aires de production de la première méthode, montrant donc que la modélisation stratigraphique modélise sur de grandes surfaces potentielles de production.

Mais encore, les taux calculés *via* les deux méthodologies ont été comparés à des taux de production provenant de la bibliographie. Cette comparaison montre : **1.** des gammes de taux similaires entre les résultats de cette étude et ceux de la bibliographie, **2.** une décroissance des taux plus l'intervalle de temps modélisé augmente, **3.** des taux qui ne dépassent pas les limites de Salder (1981) et Schlager (1999).

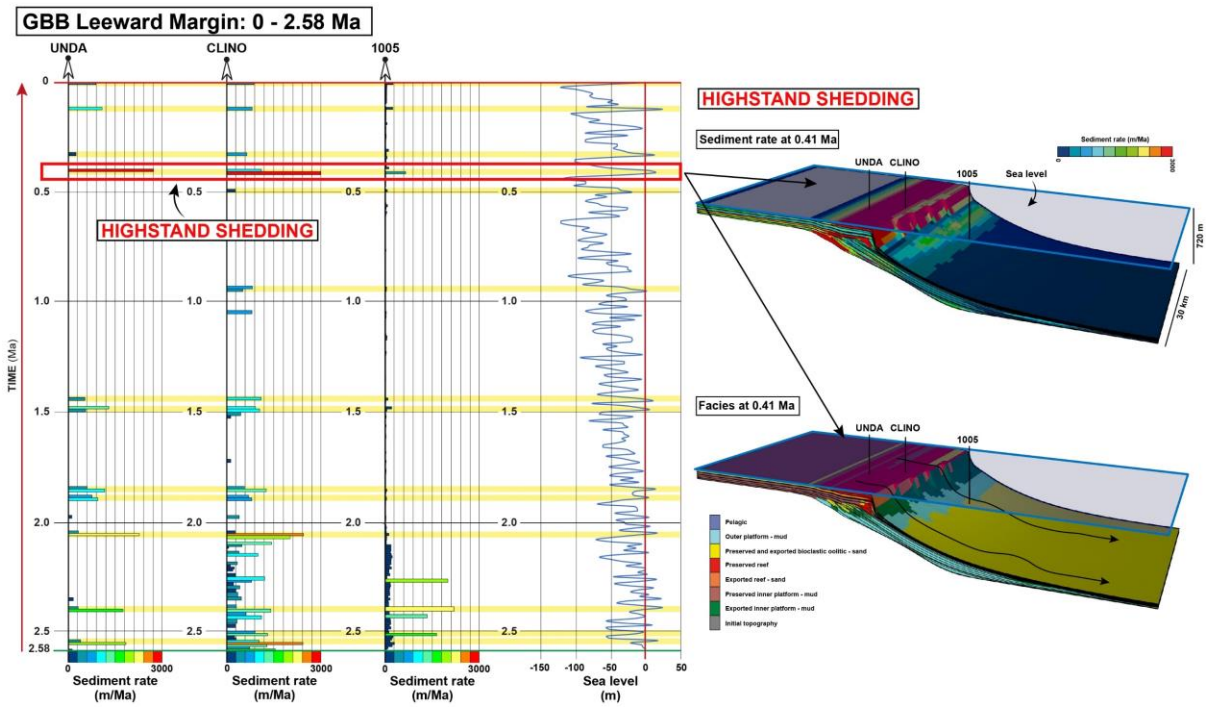


Figure 7.4. Taux de sédimentation des puits Unda - Clino et 1005 de la marge sous le vent depuis la base du Pléistocène en lien avec les variations du niveau marin. Les deux modèles stratigraphiques illustrent les faciès et les taux de sédimentation jusqu'à 0.41 Ma. Le but de cette figure est d'illustrer la relation entre niveau marin, taux de sédimentation et les faciès présents et le concept de *Highstand shedding* de Schlager et al. (1994).

Dans un dernier temps, une perspective d'étude a été réalisée dans le but de quantifier les volumes de CO_2 qui sont générés par l'ensemble des Bahamas depuis la base du Pléistocène. Cette étude est réalisée grâce à la modélisation stratigraphique offrant une discrétisation temporelle à haute résolution (0,05 Ma). Les résultats sont comparés avec des données issues de la bibliographie utilisant également la modélisation stratigraphique sur la plateforme Wallacea en Asie (Husson et al., 2018). Les résultats concernent les taux de production carbonatée, les volumes de CO_2 en relation avec les variations du niveau marin et le CO_2 atmosphérique. Dans un dernier temps, nos résultats de production carbonatée sont aussi comparés aux variations des taux de production carbonatée au niveau mondial. Il

en ressort que nos résultats concernant les taux de productions et les volumes de CO_2 présentent les mêmes tendances dans le temps que les résultats provenant de la bibliographie. Trois trends eustatiques intra Pléistocène sont relevés et s'illustrent très clairement sur la production carbonatée et les volumes de CO_2. Cette dernière étude montre encore que la modélisation stratigraphique est un outil extrêmement robuste permettant de réaliser des études extrêmement diversifiées. De plus, la réponse des systèmes carbonatés aux variations du niveau marin est une perspective d'étude répondant aux enjeux de demain.

7.1.7 - Conclusions et perspectives

Cette étude a testé deux méthodologies dans le but de quantifier la production carbonatée dans le temps. La première est basée sur des données de puits, sismiques et sur la création de surfaces potentielles de productions, la seconde est basée sur la modélisation stratigraphique. Il en ressort que les deux méthodologies présentent les mêmes tendances de production depuis la base du Tortonien. La méthodologie qui utilise la modélisation stratigraphique présente des résultats avec une meilleure résolution stratigraphique (4ème et 5ème ordre). Il a été mis en avant que la tendance eustatique a un réel impact sur la production qui est préservée et dans une bien moindre mesure sur la production qui est exportée. Une tendance eustatique avec une courte période (0,041 Ma) et une faible amplitude (40 m) générera une production moyenne (50 - 70 m/Ma) et relativement constante dans le temps, comme par exemple au Miocène supérieur. Une tendance eustatique décrivant une longue période (0,1 Ma) et une grande amplitude (100 m) générera des taux de production extrêmement variables dans le temps, avec des taux de production totaux pouvant varier de moins de 20 m/Ma à plus de 150 m/Ma. Les valeurs présentées dans ce chapitre sont sans porosité, illustrant donc des taux effectifs de production. Il est donc possible d'ajouter 30 à 40 % d'épaisseur aux taux qui sont présentés.

De plus, il a été mis en avant l'importance de la discrétisation temporelle sur les modèles géologiques. En règle générale, nous avons une vision des modèles géologiques avec une discrétisation temporelle de faible résolution inférieure au 3ème ordre. Cette vision biaise fortement la réalité géologique et la prédominance temporelle des périodes de hiatus (bas niveau). De plus, l'impact des hauts niveaux est très largement sous-estimé sur les taux de production. Nous avons donc une vision très moyennée de la production dans le temps. Par exemple, au cours du Pléistocène, la plateforme des Bahamas aggrade de 180 m et est ennoyée moins de 10 % du temps, le reste du temps la plateforme ne produit pas. Cette remarque illustre que les taux de productions sont extrêmement forts sur de très courtes périodes de temps, montrant le concept de *highstand shedding* de Schlager et al. (1994).

De plus, la vision que nous avons à long terme du remplissage de l'espace d'accommodation sur la plateforme en période de haut niveau est représentée par un comblement assez rapide de cet espace. Cependant, à l'heure actuelle, en période de haut niveau, la plateforme des Bahamas est en moyenne immergée sous 10 mètres d'eau, montrant que le transport sur la plateforme et l'export des particules de $CaCO_3$ vers les pentes et bassins est très important pour réguler cet espace d'accommodation. La réponse stratigraphique et les taux de production qui y sont associés, en relation aux variations eustatiques et climatiques que les Bahamas enregistrent depuis le Tortonien, sont à relier à des changements climatiques à l'échelle mondiale. Des réponses similaires sont avancées par Husson et al. (2018) sur des plateformes en Asie. De plus, les mêmes trends de productions dans le temps sont visibles à l'échelle mondiale. La problématique du CO_2 est un enjeu de demain. Il est important de prendre en compte, dans la balance du CO_2 au niveau mondial, le CO_2 qui est stocké sous forme inorganique provenant de l'export des plateformes carbonatées. De plus, la question des taux d'aggradation verticale des plateformes carbonatées en relation avec les projections de hausse du niveau marin est une question à prendre fortement en compte. Est-ce que les organismes producteurs de la plateforme ont la capacité de produire (aggrader) assez rapidement pour rattraper la hausse du niveau marin que nous allons vivre ? La modélisation stratigraphique peut être un outil très performant pour modéliser l'avenir des plateformes afin d'avoir une vision prédictive.

7.2 - Article III

Estimation of Carbonate Production from the Upper Neogene to the Quaternary Windward Margin of the Great Bahama Bank.

P. Polard Taine[1,2,3], J. Borgomano[2,4], T. Mulder[3], J. Kenter[1], Cyprien Lanteaume[1]

1. TotalEnergies, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau cedex, France

2. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement CEREGE - UM 34 Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, INRAE, OSU Institut Pythéas, BP80, 13545 Aix en Provence, CEDEX 04, France

3. Université de Bordeaux, CNRS UMR5805 EPOC, allée Geoffroy St Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

4. Carbonate Chair TotalEnergies - AMIDEX, Aix-Marseille University, TotalEnergies 64000 Pau, France

7.2.1 - Abstract

Carbonate production (*in situ* gross carbonate production $kg.m^{-2}.ky^{-1}$) is considered complex because it is the results of biological processes impacted by multiple factors. The quantification of the total carbonate production is the sum of three components: **1.** The in-situ net production - Budget ($kg.m^{-2}.ky^{-1}$) giving the in-situ net carbonate accretion (m/Ma), **2.** The in-situ carbonate - Erosion ($kg.m^{-2}.ky^{-1}$) giving the ex-situ carbonate transport (m/Ma), **3.** The in-situ carbonate - Dissolution ($kg.m^{-2}.ky^{-1}$) giving the in-situ net carbonate loss (-m/Ma). Actually, the in-situ net production - Budget or the preserved carbonate production on the platform, the in-situ carbonate - Erosion or the exported production form the platform and the in-situ carbonate - Dissolution are very poorly constrained. In this study we propose two innovative methodologies for the estimation of preserved and exported carbonate production *via* a real case study on the windward margin of the Bahamas (Exuma Sound). The first methodology is based on seismic and well data and includes four steps: **1.** seismic interpretation of the exported sediments (basin), **2.** exported sediments: volume and rate quantification, **3.** identification through the well on the platform the preservation and determination of potential production area to calculate volumes, **4.** calculation of total production volumes and rates. The second methodology is based on forward-modeling approaches.

The proposed workflow includes three main steps: **1.** identification of the primary controls on carbonate deposition, facies, stratigraphic architecture and comparison between forward model and geological data - iterative loop with successive forward modeling and verification steps to define the referential model, **2.** calculation of preserved and exported volumes and associated rates, **3.** calculation of total volumes and rates. The last step is to compare the results between both approaches and compare these results with bibliographic data of the production rate through the geological time. The computation of the results of forward stratigraphic modelling based on various scenarios of production, export, with the results of actual seismic and well data illustrates the relevance of forward-modeling approaches for building realistic models and quantify carbonate preservation, export that can be shared from the prediction of carbonate exploration.

Keywords: Production, Preserved, Exported, Bahamas, Forward Stratigraphic Modeling, Potential surface, CO_2.

7.2.2 - Introduction

The first difficulty in carbonates rocks is the production complexity because production is the results of the interaction of geological, physicochemical, and biological processes.

The second difficulty in carbonate is the signal preservation. Time is the critical parameter for stratigraphic studies. The geologist only has access to a part of the sedimentary record and therefore to the time that is preserved. The characterization of time is a geological paradox, the conversion tools are limited and generally based on temporal markers (biostratigraphic, geochemical) and/or stratigraphic models (Mitchum et al., 1977a, 1977b; Vail et al., 1977). Variations or changes in the sedimentary record may be the product of factors of widely differing scales, for example from tides to large tectonic unconformities, and therefore the time scale is not a function of the sedimentary record (Drummond & Wilkinson, 1996). Within ancient carbonate deposits and even more so on shallow carbonate platforms the sedimentary record is fragmented (Drummond & Wilkinson, 1996). As a result, it is extremely difficult to quantify the actual time that is preserved from carbonate deposits by a conventional approach. In response to these two limitations, the quantification of rates and volumes preserved and exported over time is a real challenge.

Therefore, we propose a robust methodology that enables carbonate geologist to test and to quantify the carbonate production over the time by two approaches. As illustrated in (**Figure 7.5**) the methodology is divided in two approaches **1.** Seismic and well, **2.** Forward stratigraphic modeling but forms an iteratives loop. In the first approach model is built by integrating all the available geological

data (seismic, well logs, cores, etc), by dissociating the data from what is preserved (platform) and what is exported (slope and basin). For the second approach forward stratigraphic modeling is defined by the integration of all of the data of the first approach and the geological concepts derived from the study, analogues, and regional tectonic history (Warrlich et al., 2008; Montaggioni et al., 2015; Kolodka et al., 2016). Constant comparisons between forward model and hard data are made (thickness, facies, stratigraphic architecture, etc).

The final aim is to compare the volumes and rates calculated by the two methods. Each individual step of the proposed workflow will be discussed and illustrated by the Neogene/Quaternary windward margin (Exuma Sound - Bahamas) case study (**Figure 7.6**).

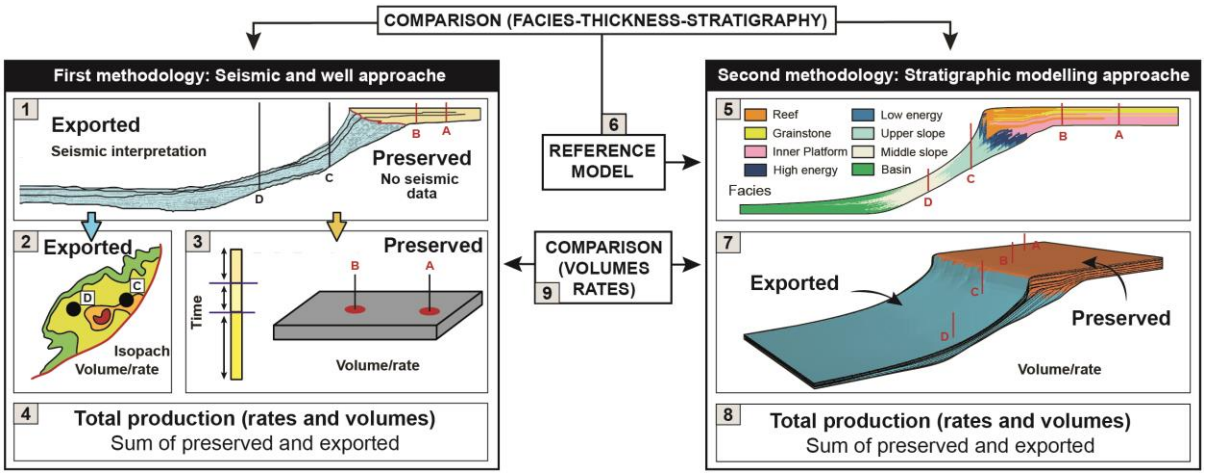


Figure 7.5. Carbonate quantification workflow by two methodology - Seismic and well approach and Stratigraphic modelling approach.

7.2.3 - Geological setting

The formation in this case study is a windward high-angle slope carbonate system that developed along the Exuma Sound margin during the Neogene/Quaternary (**Figure 7.6**). In this case carbonate factory change drastically from non-skeletal packstone to reef coral-bearing factory (Manfrino & Ginsburg, 2001) during the time. The high slope angle is inherited from north Atlantic rifting and stable during the time. The rate and type of exported sediments is highly variable over time passing from wackstone to debrite.

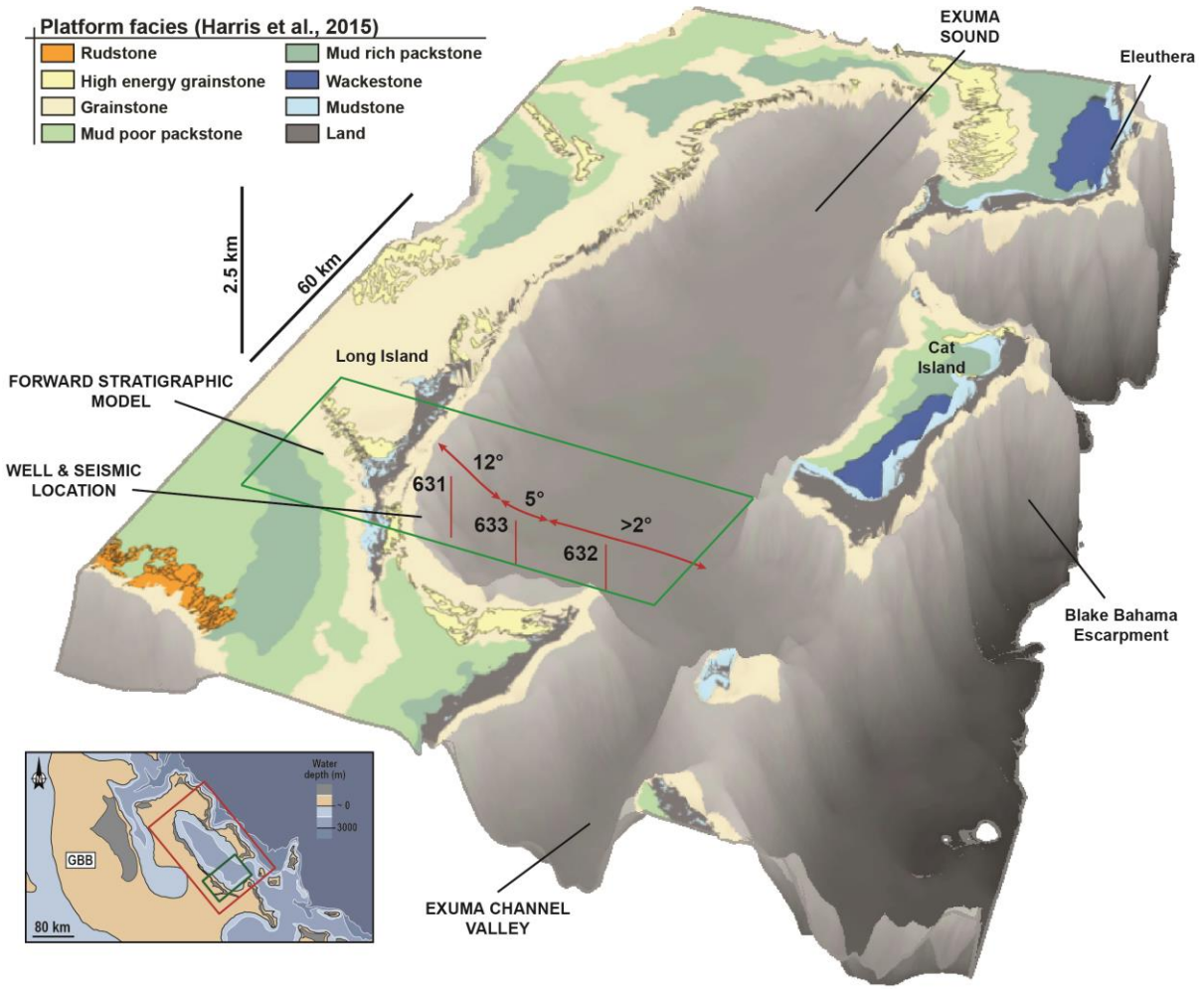


Figure 7.6. 3D view of the windward margin of Exuma Sound system with the used data (seismic and wells).

7.2.4 - Data and Methods

In this study, two methodologies are used to quantify carbonate production on the windward margin of Exuma Sound. The first method uses seismic and well data, as well as the concept of potential surfaces, which is described below. The second methodology is based on process-based stratigraphic modeling.

FIRST METHODOLOGY
POTENTIAL SURFACES APPROACHES

Step 1: Resedimented volume and rate, stratigraphy, seismic interpretation and isopach maps (**Figure 7.7**):

In this study we have interpreted 2D seismic data acquired by Mulder (2016) during the Carambar 2 cruise in the Bahamas. We focused the seismic interpretation on Exuma Sound system (Polard Taine et al., 2023 in prep) (**Figure 7.8**). The seismic calibration and velocity model has been done with three wells (631-632-633) from the ODP leg 101 (Austin et al., 1986; Polard Taine et al., 2023 in prep). Thanks to the calibration, the seismic interpretation, and the velocity model we have created 8 isopach maps from the Tortonien to the actual seabed (11.7 - 0 Ma) (Polard Taine et al., 2023 in prep). Isopach maps was created to calculate the **total resedimented volume** in Exuma Sound system for each interval.

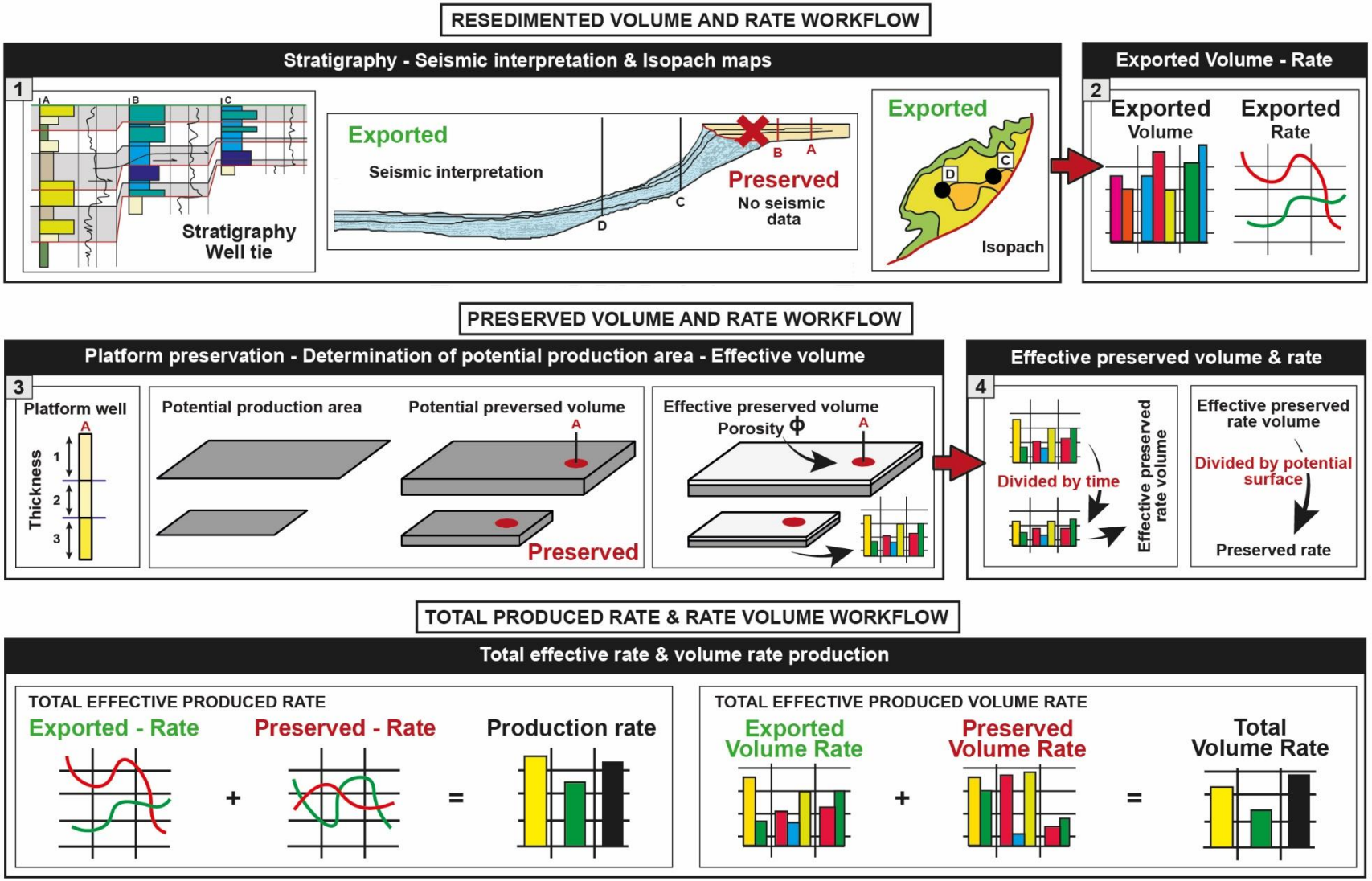


Figure 7.7. Complete workflow for the quantification of carbonate production following seismic and well data to define the preserved and exported production in rates and volumes.

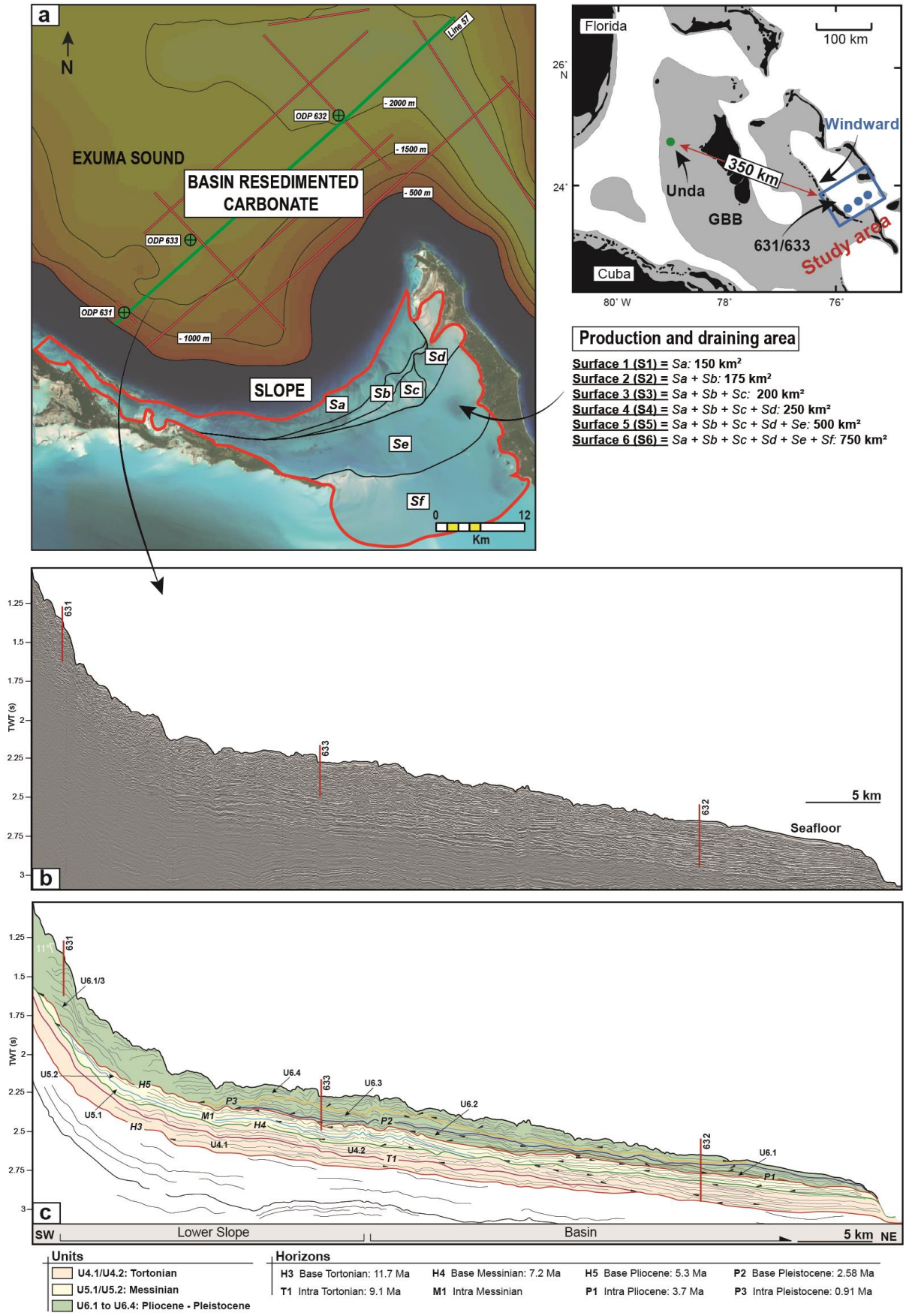


Figure 7.8. A. Aerial view of the Exuma Sound system (Platform/Slope/Basin) with location of well and seismic data. The aerial view shows potential producing and draining areas on the platform ranging from 150 to 750 km^2.

B. Reference seismic line of the Exuma Sound system without interpretation. C. Same reference seismic line with the interpretation of the horizons and sequences that are used in this study.

Step 2: Basin volume and rate quantification:

The isopach maps from **step 1** serves as an input for the quantification of resedimented volumes and rates. Based on wells reports from the ODP leg 101 (Austin et al., 1986) we defined an average porosity for each interval (**Table 7.1**). Firstly, we calculated the effective exported volume, secondly the exported volume rate and finally the exported rate.

1. Effective exported volume: The aim is to remove the porosity from the total resedimented volume to obtain the effective exported volume (**Table 7.1**).

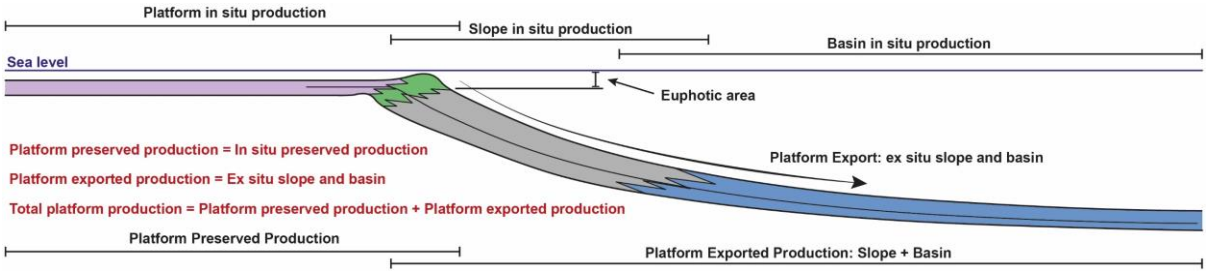


Figure 7.9. Description on a sediment profile of the different production areas, primary production which is considered for this study, preservation and export.

2. Exported volume rate: is calculated by dividing the effective exported volume by the duration of the interval (**Table 7.1**).

3. Exported rate: is calculated by dividing the exported volume rate by the area of potential production which is considered.

Intervals (Ma)		11.7 / 9.1	9.1 / 7.2	7.2 / 5.3	5.3 / 3.7	3.7 / 2.58	2.58 / 1.7	1.7 / 0.8	0.8 / 0
*Effective exported volume = (Total volume * porosity)*									
Total volume (10^6 m^3)		55142	86564	60711	1997	17650	915	31738	62940
Porosity (%)		30	34	45	51	50	57	57	61
Eff exported volume (10^6 m^3)		**38599**	**57132**	**33391**	**978.53**	**8825**	**393.45**	**13647**	**24546**
Effective exported volume rate = (Effective exported volume / Duration)									
Duration (Ma)		2.6	1.9	1.9	1.6	1.12	0.88	0.9	0.8
Ef exported vol rate (10^6 m^3/Ma)		**14845**	**30069**	**17574**	**611**	**7879**	**441**	**15012**	**29637**
Effective exported rate = (Exported volume rate / Potential production area)									
Effective production rate exported per potential area (m/Ma)									
Potential production area (km^2)	750	**20**	**40**	**23**	**0,8**	**10,5**	**0,6**	**20**	**41**
	500	**30**	**60**	**35**	**1,2**	**16**	**0,9**	**30**	**61**
	250	**59**	**120**	**70**	**2,5**	**31,5**	**1,8**	**60,5**	**123**
	200	**74**	**150**	**88**	**3,1**	**39**	**2,2**	**75,8**	**153**
	175	**85**	**172**	**100**	**3,5**	**45**	**2,5**	**86,6**	**175**
	150	**99**	**200**	**117**	**4**	**52,5**	**2,9**	**101**	**204,5**

Table 7.1. Effective platform exported production rate following the different potential production areas.

Step 3: Platform preservation and determination of potential production area to calculate volumes:

1. Platform preservation: We have to define the preserved thickness on the platform for each studied interval. For this step we only used the well Unda which has been drilled on the leeward part of the Great Bahama Bank platform as part of the Bahamas Drilling Project (BDP) campaign (Ginsburg,

2001) and cored Quaternary to Upper Neogene sequences (**Figure 7.10**). The well Unda is located 350 km from the windward margin (Exuma Sound). We decided to extrapolate the data from this well to the windward platform. The well Clino is not considered because the windward system has too steep a slope to generate high prograding margin as is present on the leeward margin. A robust chronostratigraphic framework is required, we used all the available chronostratigraphic data from well Unda (Eberli et al., 1997a; McNeill et al., 2001; Busson, 2018; Busson et al., 2019). Due to the lack of the Tortonian base in the well Unda, we have decided to work only on seven intervals from the mid-Tortonian to the present (9.1 - 0 Ma) (**Table 7.2**)

2. Total preserved volume per potential production area: The purpose of this step is to calculate total preserved volumes. For this reason, potential production areas are created. These areas must be representative of a shallow carbonate production environment. In this case no bathymetric, energy or substrate distinctions are taken into account. The surfaces of these areas must be representative of the production and draining areas of the studied basin. In our case, 6 potential areas were created, from 750 to 150 km^2 (**Figure 7.8**). In order to define total preserved volume per potential production area, the preserved thicknesses defined previously in the well are multiplied by the potential production area (**Table 7.2**).

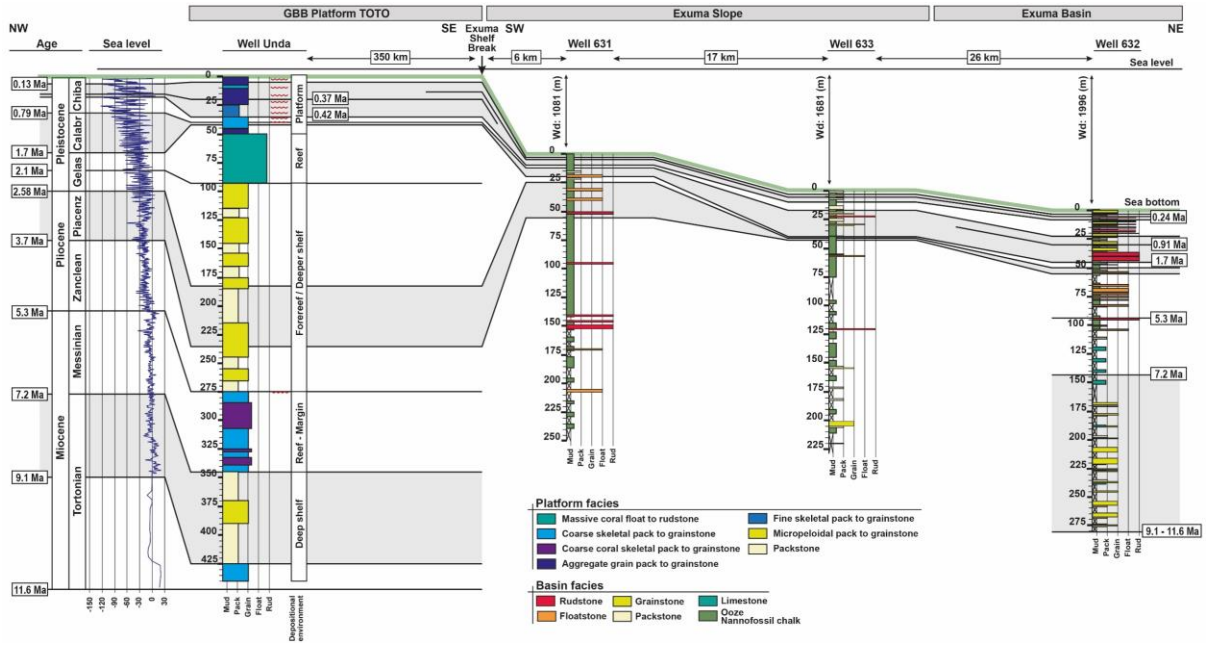


Figure 7.10. Sequence stratigraphic correlation from the platform to the windward slope basin calibrated on the sea level changes (Miller et al., 2011).

3. Effective preserved volume per potential production area: In this case it is necessary to define average porosity values per studied intervals on the platform which should be deducted from the calculated total preserved volume per potential production area. In this study the porosity values are taken from the study of Anselmetti & Eberli (2001) (**Table 7.2**).

Step 4: Effective preserved volume rate per potential production area preserved rate calculation and total effective production:

1. Effective preserved volume rate per potential production area: The results of the effective preserved volume per potential production area serves as an input for the calculation. The previous results are divided by the duration of the interval of interest (**Table 7.2**).

2. Preserved rate: The results of the effective preserved volume rate per potential production area are used and divided by the potential production area (**Table 7.2**). We do not divide the thicknesses

defined at the well by the time because these thickness values do not take porosity into account and are not representative of the actual effective preserved rates.

Intervals (Ma)		**11.7 / 9.1**	**9.1 / 7.2**	**7.2 / 5.3**	**5.3 / 3.7**	**3.7 / 2.58**	**2.58 / 1.7**	**1.7 / 0.8**	**0.8 / 0**
Total preserved volume per potential production area = (Thickness * potential production area)									
Unda platform thickness (m)		?	80	70	40	50	140	3	40
Total preserved volume per potential production area (m^3)									
Potential production area (km^2)	750		60000	52500	30000	37500	105000	2250	30000
	500		40000	35000	20000	25000	70000	1500	20000
	250		20000	17500	10000	12500	35000	750	10000
	200		16000	14000	8000	10000	28000	600	8000
	175		14000	12250	7000	8750	24500	525	7000
	150		12000	10500	6000	7500	21000	450	6000
Effective preserved volume per potential production area = (Total preserved volume per potential production area * porosity)									
Porosity Unda (%)		46	38	36	45	50	41	47	37
Effective preserved volume per potential production area (m^3)									
Potential production area (km^2)	750		37200	33600	16500	18750	61950	1192,5	18900
	500		24800	22400	11000	12500	41300	795	12600
	250		12400	11200	5500	6250	20650	397,5	6300
	200		9920	8960	4400	5000	16520	318	5040
	175		8680	7840	3850	4375	14455	278,25	4410
	150		7440	6720	3300	3750	12390	238,5	3780
Effective preserved volume per potential production area rate = (Effective preserved volume per potential production area / Duration)									
Duration (Ma)		2.6	1.9	1.9	1.6	1.12	0.88	0.9	0.8
Effective preserved volume per potential production area rate (m^3/Ma)									
Potential production area (km^2)	750		19578	17684	10312	16741	70397	1325	23625
	500		13052	11789	6875	11160	46931	883	15750
	250		6526	5894	3437	5580	23465	441	7875
	200		5221	4715	2750	4464	18772	353	6300
	175		4568	4126	2406	3906	16426	309	5512
	150		3915	3536	2062	3348	14079	265	4725
Effective preserved rate = (Effective preserved volume per potential production area rate / Potential production area)									
Preserved rate (m/Ma)			26	23.5	13.8	22.5	94	2	31.5

Table 7.2. A. Preserved production volume following the differential potential production area, B. Effective preserved volume per potential production area, C. Effective preserved volume per potential production area rate, D. Effective platform preserved rate.

3. Total effective production rate and rate volume: The results of effective preserved and exported rates from the previous point are used. The result is the sum of the two components. Total effective produced rate is the sum of effective exported volume calculated with the isopach maps with the effective preserved volume of each potential production area (**Table 7.3 & 7.4**).

Intervals (Ma)		11.7 / 9.1	9.1 / 7.2	7.2 / 5.3	5.3 / 3.7	3.7 / 2.58	2.58 / 1.7	1.7 / 0.8	0.8 / 0
Total effective produced rate per production area = (Effective preserved rate + Effective exported rate)									
Effective preserved rate (m/Ma)			26	23.5	13.8	22.5	94	2	31.5
Effective production rate exported per potential area (m/Ma)									
Potential production area (km^2)	750	20	40	23	0,8	10,5	0,6	20	41
	500	30	60	35	1,2	16	0,9	30	61
	250	59	120	70	2,5	31,5	1,8	60,5	123
	200	74	150	88	3,1	39	2,2	75,8	153
	175	85	172	100	3,5	45	2,5	86,6	175
	150	99	200	117	4	52,5	2,9	101	204,5
Total effective produced rate per production area (m/Ma)									
Potential production area (km^2)	750		**66**	**46,5**	**14,6**	**33**	**94,6**	**22**	**72,5**
	500		**86**	**58,5**	**15**	**38,5**	**94,9**	**32**	**92,5**
	250		**146**	**93,5**	**16,3**	**54**	**95,8**	**62,5**	**154,5**
	200		**176**	**111,5**	**16,9**	**61,5**	**96,2**	**77,8**	**184,5**
	175		**198**	**123,5**	**17,3**	**67,5**	**96,5**	**88,6**	**206,5**
	150		**226**	**140,5**	**17,8**	**75**	**96,9**	**103**	**236**

Tableau 7.3. Total effective production rate (preserved and exported) following the different production areas.

Intervals (Ma)		11.7 / 9.1	9.1 / 7.2	7.2 / 5.3	5.3 / 3.7	3.7 / 2.58	2.58 / 1.7	1.7 / 0.8	0.8 / 0
Total effective produced volume rate = (Effective preserved volume per potential production area rate + Effective exported volume rate)									
Effective preserved volume per potential production area rate ($10^6 m^3$/Ma)									
Potential production area (km^2)	750		19578	17684	10312	16741	70397	1325	23625
	500		13052	11789	6875	11160	46931	883	15750
	250		6526	5894	3437	5580	23465	441	7875
	200		5221	4715	2750	4464	18772	353	6300
	175		4568	4126	2406	3906	16426	309	5512
	150		3915	3536	2062	3348	14079	265	4725
Effective exported volume rate ($10^6 m^3$/Ma)									
Exuma Sound		14845	30069	17574	611	7879	441	15012	29637
Total effective produced volume rate ($10^6 m^3$/Ma)									
Potential production area (km^2)	750		**49647**	**35258**	**10923**	**24620**	**70838**	**16337**	**53262**
	500		**43121**	**29363**	**7486**	**19039**	**47372**	**15895**	**45387**
	250		**36595**	**23468**	**4048**	**13459**	**23906**	**15453**	**37512**
	200		**35290**	**22289**	**3361**	**12343**	**19213**	**15365**	**35937**
	175		**34637**	**21700**	**3017**	**11785**	**16867**	**15321**	**35149**
	150		**33984**	**21110**	**2673**	**11227**	**14520**	**15277**	**34362**

Table 7.4. Total effective production volume (preserved and exported) following the different production areas.

SECOND METHODOLOGY
FORWARD STRATIGRAPHIC MODELING APPROACH

Step 1: Forward modeling identification of the primary controls on carbonate deposition, facies and stratigraphic architecture and referential model creation:

Stratigraphic Forward Modelling is the use of mathematical formulae and algorithms to create synthetic stratigraphy, with the aim of understanding and predicting dynamic sedimentary systems (Burgess 2012; Huang, et al., 2015). Natural systems are complex and dynamic, and consequently are difficult to model. In this study simulations were performed with the stratigraphic forward-modeling software DionisosFlow® (Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation) (Granjeon, 1997; Granjeon & Joseph, 1999). DionisosFlow® software aims to analyses the principal factors controlling the development of carbonate, siliciclastic and mixt systems, mainly at basin scale (10 to 100 km) and over time durations ranging from 10 kyr to 100 Myr (e.g., Burgess et al., 2006; Montaggioni et al., 2015; Lanteaume et al., 2018). The parameters of the reference model are summarized (**Table 7.5, 7.6**) (**Figure 7.11**).

Parameters	Values / references
Exuma Sound - Windward margin	
Run Time	12 - 0 (12 Ma)
Time step	0.01 Ma
Cell size	500 m
Area of simulation	6 x 60 km
Stratigraphic simulation	
Eustatic curve	Miller et al., 2011
Subsidence	44 m/Ma
Inner Platform, maximum production rate	25000 m/Ma
Reef, maximum production rate	35000 m/Ma
Oolitic Bioclastic sand, maximum production rate	10000 m/Ma
Outer Platform, maximum production rate	40000 m/Ma
Turbidite, maximum production rate	50 m/Ma
Basin, maximum production rate	10 m/Ma
Erosion	0
Wave action depth	20 m
Wave propagation angle	N200 and N270

Table 7.5. List of parameters used for the forward modeling simulation on the windward margin since the Tortonian. (For the detailed discussion see text).

The forward stratigraphic modeling workflow is summarized in (**Figure 7.12**). The first major input parameter is the initial paleo topography or initial bathymetry. At each simulated time step DionisosFlow® simulates three stratigraphic processes: **1.** variations of accommodation space, **2.** sediment supply, **3.** transport of sediment. The accommodation space is calculated using subsidence maps and eustatic sea level curve in this study we used the Miller et al. (2011) curve.

The production depends on several factors: water depth, water energy, nutriment supply, light intensity, temperature. All these factors have a huge impact on the carbonate growth rates. The light intensity also impacts the carbonate production (**Figure 7.11**), Pomar (2001b) has classified carbonates into three types of producers (euphotic, oligophotic, aphotic). It is remarkable that as the bathymetry increases, the production decreases. In DionisosFlow® carbonate production is simulated by three main parameters: **1.** maximum growth rate curve that modulated by **2.** water depth and **3.** wave energy (Lanteaume et al., 2018).

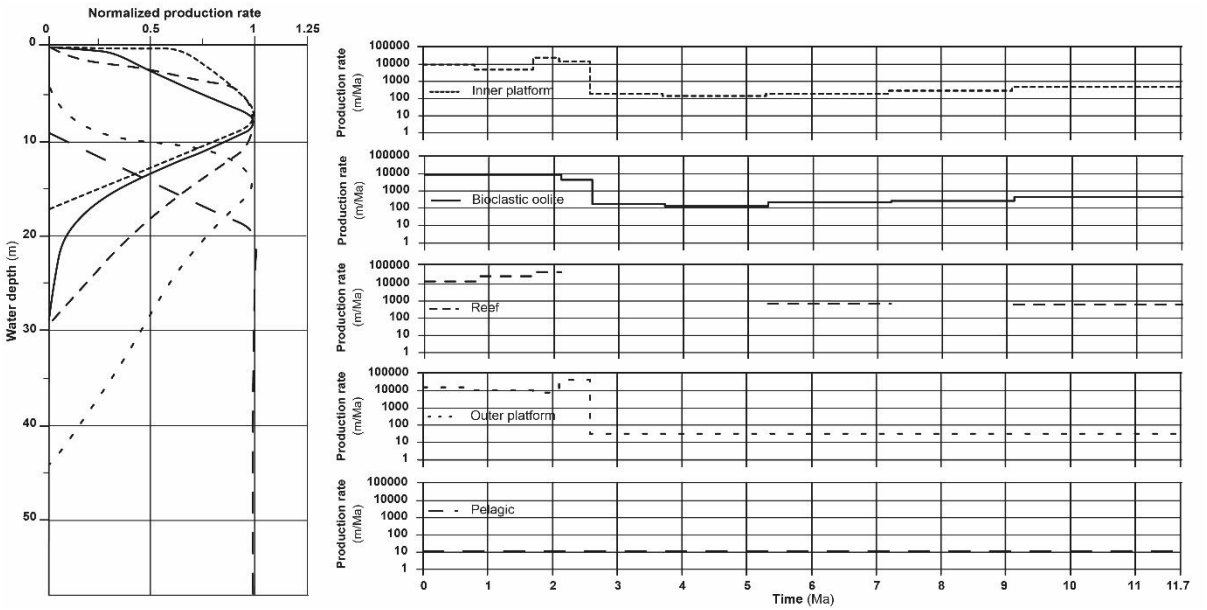


Figure 7.11. Dionisos production laws. Left: the normalized production profiles for the five producers. Right: Time evolution of the production rate for the five producers since the Tortonian.

Sediment transport is simulated by diffusion equation law which controls the stratigraphic response of the system. Transport in DionisosFlow® is simulated through the generalized diffusion equation (Granjeon, 1997; Granjeon & Joseph, 1999) which relates the sediment flux flowing at each point in the basin to the slope and water fluxes.

GBB - Leeward margin					
Modelled sediment	**Wave energy flux (kW/m)**	**Kgravity (km²/kyr)**	**Kwater (km²/kyr)**	**Kwave (km²/kyr)**	**Critical slope failure (°)**
Inner Platform		0.01	0.02	0.02	2.8624
Reef	200 - maximum	0	0	0	71.565
Oolitic Bioclastic sand		0.1	0.1	0.1	4.0042
Outer Platform		0.09	0.6	0.8	2.8624
Turbidite		1	1	1	4.0042
Basin - Pelagic		0	0	50	0.57294

Table 7.6. Values of the transport coefficients using in DionisosFlow® simulation in the referential model.

To define our reference model all these parameters are tested in the DionisosFlow® software. Each output model is compared with the well data (facies, thickness), seismic data (stratigraphic pattern, thickness) and geological model. The reference model that is selected is the closest to reality in term of facies, thickness and stratigraphic architecture. In this study of the Exuma Sound windward margin, the main difficulty is that our system is not drained towards the distal domains by the Exuma Canyon, which therefore represents an overaccumulation at the toe of slope and therefore a different geometry than the reality.

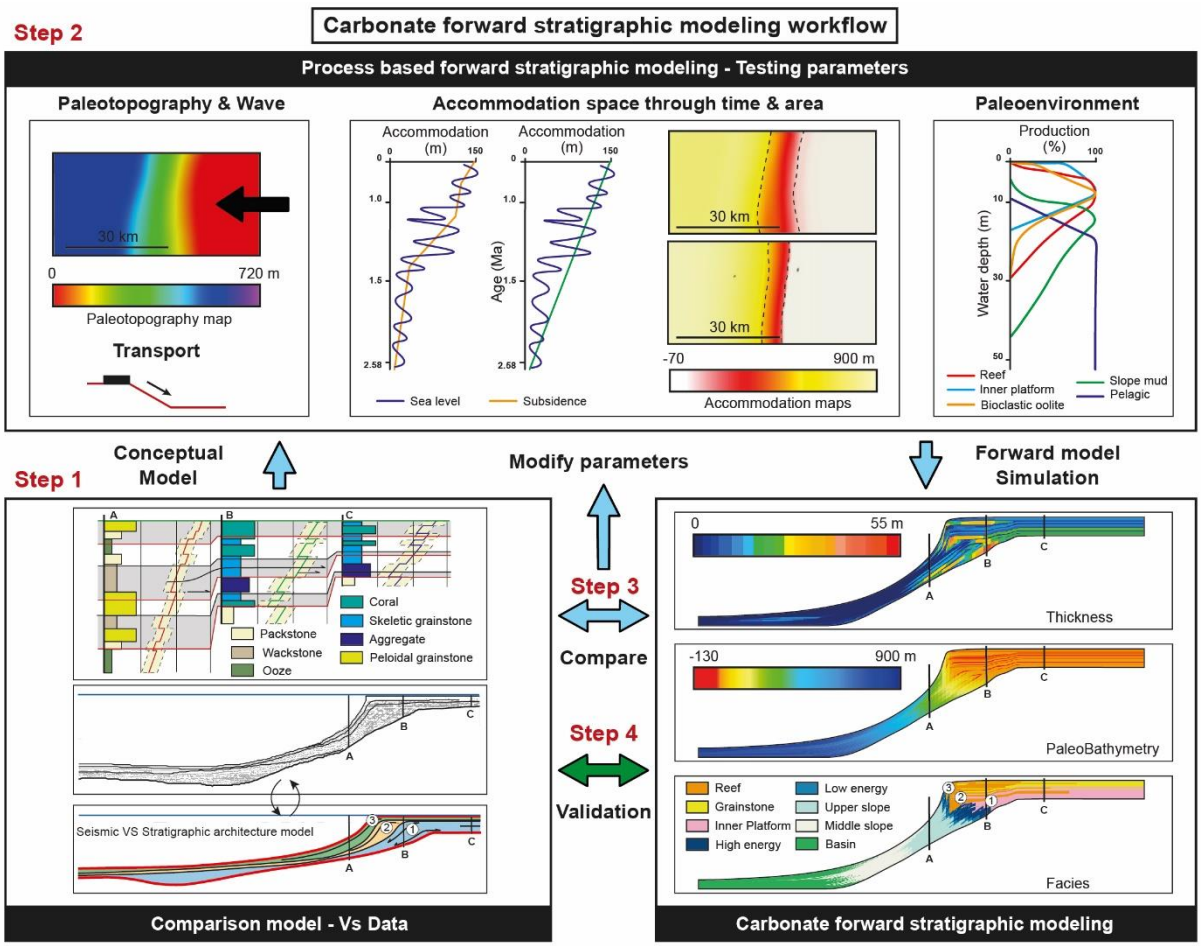


Figure 7.12. Workflow illustrating the main components of stratigraphic forward modelling. In our case this workflow is used for the carbonate domain.

Step 2: Calculation of preserved and exported rates and volume:

1. Definition of total preserved and exported volumes: For the characterization of the total preserved and exported volume in DionisosFlow® we generated a filter on the paleobathymetry. We defined a paleobathymetry threshold value at 40 m separating what is preserved from what is exported (**Figure 7.13**). We calculated the volume of preserved and exported sediment for all the sequences of 3D model.

2. Calculation of preserved and exported volumes per sequence: In this step the goal is to calculate the volume of preserved and exported sediments through each sequence of interest. The referential model is based on actual thickness with the porosity. The porosity values must be removed. Firstly, we take the same sequences which have been taken for workflow one (**Table 7.7**). Secondly, we have taken shorter time intervals to better characterize the variations in production.

3. Calculation of preserved and exported rates: For the calculation we need to define the average production and export areas (m^2) for each sequence. In DionisosFlow® we export the map of the average areas for each time interval under consideration. To define the rate in m/Ma we divide the volumes in m^3/Ma by the area (m^2) for preservation and export (**Table 7.7**).

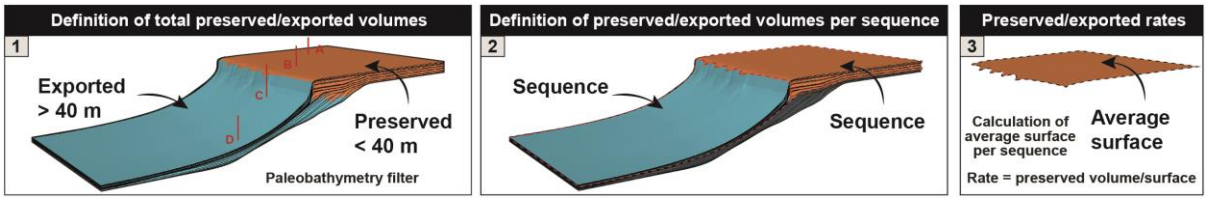


Figure 7.13. Workflow for the quantification of preservation and export volumes and rates. The threshold value between preservation and export is fixed for 40 m of paleo bathymetry.

Intervals (Ma)	**11.7 / 9.1**	**9.1 / 7.2**	**7.2 / 5.3**	**5.3 / 3.7**	**3.7 / 2.58**	**2.58 / 1.7**	**1.7 / 0.8**	**0.8 / 0**
Preserved volume paleobathymetry < 40 m								
Preserved volume (m^3)	2,4515E+10	1,0531E+10	1,3988E+10	6375400000	5383900000	1,2541E+10	3970100000	8740000000
Preserved volume = Preserved volume / Duration (m^3/Ma)								
Duration (Ma)	2.6	1.9	1.9	1.6	1.12	0.88	0.9	0.8
Preserved volume (m^3/Ma)	9428846154	5542631579	7362105263	3984625000	4807053571	14251136364	4411222222	10925000000
Preserved thickness = Preserved volume (m^3/Ma) / Surface (m^2)								
Surface (m^2)	166020000	160010000	162270000	156750000	151250000	154080000	154100000	151250000
Preserved thickness (m/Ma)	**56,79344**	**34,63928**	**45,36948**	**25,42026**	**31,78217**	**92,4918**	**28,62571**	**72,2314**
Exported volume paleobathymetry > 40 m								
Exported volume (m^3)	2,66E+10	1,5E+10	1,08E+10	1,18E+10	8,38E+09	1,57E+10	2,61E+09	3,54E+09
Exported volume = Exported volume / Duration (m^3/Ma)								
Duration (Ma)	2.6	1.9	1.9	1.6	1.12	0.88	0.9	0.8
Exported volume (m^3/Ma)	10244230769	7907368421	5662631579	7360625000	7481071429	17789772727	2899666667	4427750000
Exported thickness = Exported volume (m^3/Ma) / Surface (m^2)								
Surface (m^2)	177420000	184820000	181860000	231300000	220120000	190520000	166530000	176360000
Exported thickness (m/Ma)	57,7399998	42,7841598	31,1373121	31,8228491	33,9863321	93,3748306	17,4122781	25,1063166

Table 7.7. Preserved rate and exported rate for each sequence since the Tortonian in DionisosFlow®.

Step 3: Total production thickness rate:

The total production thickness rate (m/Ma) is the sum of the preserved thickness with the exported thickness per time interval (**Table 7.8**).

Intervals (Ma)	**11.7 / 9.1**	**9.1 / 7.2**	**7.2 / 5.3**	**5.3 / 3.7**	**3.7 / 2.58**	**2.58 / 1.7**	**1.7 / 0.8**	**0.8 / 0**
Total production thickness rate = Preserved thickness + Exported thickness								
Preserved thickness (m/Ma)	56,79344	34,63928	45,36948	25,42026	31,78217	92,4918	28,62571	72,2314
Exported thickness (m/Ma)	57,7399998	42,7841598	31,1373121	31,8228491	33,9863321	93,3748306	17,4122781	25,1063166
Tot produced thickness (m/Ma)	**114,533435**	**77,4234423**	**76,5067905**	**57,2431043**	**65,7685045**	**185,866629**	**46,0379901**	**97,3377216**

Table 7.8. Total production rate for each sequence in DionisosFlow® since the Tortonian.

Step 4: Rates conversion for all the calculation from m/Ma to kg/m^2/yr:

In this step we converted results from (m/Ma) to (kg/m^2/yr) and we need five variables:

Variable: a: the rate that is calculated previously (m/Ma); **b:** one square meter (m^2); **c:** the density value which is a constant here 2.7 (g.cm^3); **d:** One cubic metre (m^3); **e:** the time which is a constant: 1 (Ma).

1. For the first calculation we multiply the rate values in m/Ma by an area in m^2 to obtain m^3/Ma.m^2 (**E.2**).

$$a * b = x \rightarrow (m^3/Ma.m^2) \quad \textit{E.2)}$$

2. For the second calculation we multiply the density in g.cm^3 by one cubic metre m^3 to obtain kg.m^3 (**E.3**).

$$c * d = y \rightarrow (kg.m^3) \quad \textit{E.3)}$$

3. For the third calculation we multiply the values of the first m^3/Ma.m^2 and the second calculation kg.m^3 to obtain values in kg/m^2/Ma (**E.4**).

$$x * y = z \rightarrow \left(kg/\frac{m^2}{Ma}\right) \quad \textit{E.4)}$$

4. For the final calculation we divide the values in kg/m^2/Ma by time to obtain values in the unit of time that we want here of kg/m^2/yr (**E.5**).

$$\frac{z}{e} = t \rightarrow (kg/m^2/yr) \quad \textit{E.5)}$$

Step 5: Conversion of production from kg/m². yr^{-1} to kg of CO_2:

In this step, the approach is based on quantifying the CO_2 that is produced by the Bahamas. In this study, the input values are those of the total production in kg/m². yr^{-1}from the stratigraphic modeling with a discretization interval of 0.05 Ma.

Variables: **a**: production rate (kg/m². yr^{-1}), **b**: molar mass of carbon Mc: 12.011 g.mol^{-1}, **c**: molar mass of CO_2 MCO_2: 44.01 g.mol^{-1}, **d**: flooded platform surface area < 40 m (m^2) 110000 km^2.

1. Amount of Carbon: In the first step, the calculation involves quantifying the carbon C that is stored for a production rate of $CaCO_3$ in kg/m². yr^{-1}(**E.6**):

$$a * b = x \rightarrow (kg/m^2.yr) \quad \textit{E.6)}$$

2. Molar mass conversion factor & CO_2 produced kg/m². yr^{-1}: Conversion of the amount of stored carbon to the amount of produced CO_2 in kg/m². yr^{-1} (**E.7**):

$$\frac{c}{b} = y \quad AND \quad x * y = z \rightarrow (kg/m^2/yr) \quad \textit{E.7)}$$

3. CO_2 produced across the entire platform kg/yr: Calculation of the total CO_2 produced on the Bahamas per year (**E.8**):

$$z * d = T \rightarrow (kg/yr) \quad \textit{E.8)}$$

7.2.5 - Results

This part presents the production rates that are preserved on the platform, the production rates that are exported, and the total production rates. In addition, these results present the rates that were calculated using two methodologies and using various time discretizations. The results are presented in four points: **1.** we present the results obtained using the potential surfaces methodology (well and seismic). **2.** We present the results of the stratigraphic modeling in comparison with the results of the first methodology using different time steps (0.25 - 0.5 - 1 Ma). Following these paragraphs, a series of questions and answers will be provided. **3.** comparison of the results of this study with data from the literature is carried out without porosity and using two units (m/Ma and kg/m^2.kyr). **4.** the quantification of CO_2 that the Bahamas platform produces per year through the results of stratigraphic modeling for a time step of 0.05 and 0.25 Ma since the base of the Pleistocene.

1. Comparison of preserved, exported, and total production rates across different time intervals:

1.1. Comparison of preserved production rates on the platform: The preservation rate graph show that preservation rates are not constant over time. Two stages can be defined over time. The first stage shows relatively stable preservation rates over the 9.1/2.58 Ma intervals, with a slight decrease in rates from 26 to 13.8 m/Ma between 9.1 and 3.7 Ma, and a slight increase in rates from 13.8 to 22.5 m/Ma between 3.7 and 2.58 Ma. The second stage shows highly variable preservation rates after 2.58 Ma, with a maximum preservation rate of 94 m/Ma over the 2.58/1.7 Ma interval, decreasing to 2 m/Ma over the following 1.7/0.8 Ma interval, and then increasing to 31.5 m/Ma over the 0.8/0 Ma interval (**Figure 7.14**).

1.2. Comparison of exported production rates: In this exercise, we compare the exported production rates to the Exuma Sound basin without porosity from the isopachs in the paper 1 " Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins". Volumes are divided by time and by three potential production surfaces of 150, 400, and 750 km^2. The exported rate graphs over time also show that rates are not constant over time. Five phases can be observed: The first phase is an increase in export rates from 12 to 7.2 Ma, the second phase is a decrease in rates from 7.2 to 3.7 Ma, the third phase is an increase in rates from 3.7 to 2.58 Ma, the fourth phase is a decrease in rates from 2.58 to 1.7 Ma, and the fifth and final phase is an increase in rates from 1.7 to 0 Ma (**Figure 7.14**). Moreover, it is notable that smaller as the potential production surface, greater as the variation rates, with a nonlinear relationship.

1.3. Comparison of preserved rates with exported rates and comparison of total rates: The maximum total rates, which are the sum of the production that is preserved on the platform and the production that is exported over time intervals, vary widely over time. It is noteworthy that the highest total production rates are always associated with the smallest production zone, displaying a maximum rate of 236 m/Ma over the 0/0.8 Ma interval (**Figure 7.14**). Furthermore, it is notable that prior to 2.58 Ma, a logic is visible. This logic shows that over time, when preservation rates decrease or increase, export rates react in the same way. However, this logic is no longer present from the 3.7/2.58 to 2.58/1.7 Ma intervals. Furthermore, it is notable that the smaller the production surface, the less balanced the values of preservation and export are, i.e. around 50/50%**.** These three points raise the following questions:

Why are production, export, and total rates not constant over time?

Production types varies over time, ranging from fine peloidal to reefal production. Therefore, preservation and export rates differ depending on the type of production. In addition, eustatic regimes also change over time. Periods of hiatus are revealed by the well Unda, such as during the Messinian time with a hiatus of 1.2 Ma (Eberli et al., 1997b). Periods of hiatus therefore play a major role in production, export, and total rates. In addition, the eustatic regime changes drastically since the intra-Pleistocene with significant falls and rises in sea level, thus accelerating the hiatus phenomenon. A robust consideration of hiatus periods is key to understanding carbonate systems.

Why are exported rates and total rates not the same for the two areas for the same time interval?

The reason for these differences is that the exported production rate is the result of the *ex-situ* production rate, which is fixed for a time interval, divided by a variable potential production area. The total production rates are different for two potential areas because they represent the sum of production and export, which are explained above.

Why do major changes occur after 2.58 Ma in terms of total production and distribution?

Two main causes can be identified, the first being the change in the intra-Pleistocene eustatic regime through the establishment of 0.1 Ma eustatic cycles with significant drops and rises in sea level (**Figure 7.14**). The establishment of this eustatic regime creates significant periods of emersion, which has a real impact on production rates and consequently on export. In addition, well on the platform indicate a notable change in production on the intra-Pleistocene platform, shifting from a marginal fine peloidal production to a reef production. This change in production may also be responsible for these significant changes. These two controlling factors have an impact on the geometry of the Exuma Sound margin, even with a very steep initial topographic angle prior to 2.58 Ma. After 2.58 Ma, the platform margin shifts to an aggradational/progradational regime, thus increasing the slope angle with lowstand prisms. In the rest of this chapter, we will focus on the resolution of the sampling step and its impact on preservation and export values.

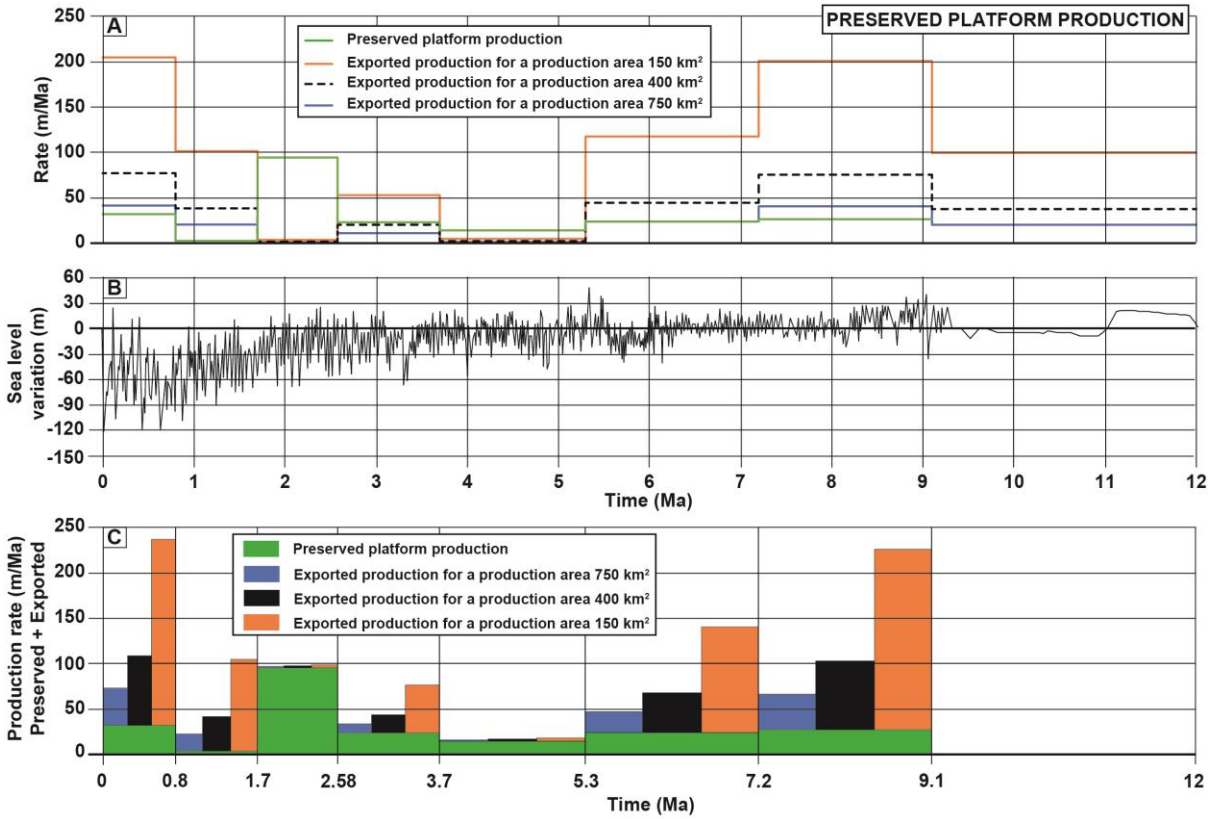


Figure 7.14. A. Preserved platform production rate (m/Ma) and comparison of the exported production rate (m/Ma) following the three potential production area (750 - 400 - 150 km^2). B. Sea level variation since the Tortonian (Miller et al., 2011). C. Total production rate (m/Ma) sum of the preserved rate with the three-rate following the potential production area.

2. Contribution of stratigraphic modeling for the comparison of preserved, exported, and total production rates as a function of time discretization and comparison with production values according to potential production surfaces:

The same exercise is performed as before using the results of stratigraphic modeling and potential surfaces to characterize preserved, exported, and total production rates over time for three discretization intervals (1, 0.5, and 0.25 Ma) and for potential production surfaces. In this section, four comparisons are made: the first three are made in m/Ma, while the fourth is made in kg/m^2.kyr.

2.1. The first comparison concerns preservation rates, which are calculated for the three discretization intervals and from the well on the platform in m/Ma: Regarding the preservation rates of the stratigraphic modeling, it is notable that at first order, the rates are highly variable over time. Furthermore, the smaller the time interval that is discretized, the greater the variations in preservation

rates. For example, the maximum rate for a discretization of 0.25 Ma is 113 m/Ma [2.5/2.75 Ma], while the minimum rate is 4 m/Ma [1/1.25 Ma]. In contrast, for a discretization of 1 Ma, the maximum rate is 51 m/Ma [2/3 Ma], and the minimum rate is 11 m/Ma [1/2 Ma] (**Figure 7.15.A**). It is also observable that although rates are more or less low depending on the discretization interval, the curves follow the same general trend. When we compare the curves of the modeling to the preservation curve from the well on the platform, it is notable that despite the lower resolution sampling, the general trend is also respected, with relatively low rates of 9.1 to 2.58 Ma, a significant increase in preservation from 2.58 to 1.7 Ma, and low to moderate rates from 1.7 to 0 Ma.

2.2. The second comparison is for export rates, which are calculated for the three discretization intervals and using the potential surfaces methodology in m/Ma: Looking at the three curves of the modeling, it is notable that a general decrease in rates from 12 Ma to the present is present, of course with small increases and decreases (**Figure 7.15.B**). Furthermore, the three curves show an export peak around 2.5 Ma, the larger the discretization interval in time, the longer the peak period will be and the lower the values will be. We make the same observation as for preservation: the smaller the time interval that is discretized, the greater the variations in rates. For example, taking the minimum and maximum values of the 0.25 Ma discretization curve, the maximum is 79 m/Ma [2.25/2.5 Ma], and the minimum is 7 m/Ma [1.5/1.75 Ma]. In contrast, for the 1 Ma discretization curve, the maximum is 32 m/Ma [11/12 Ma], and the minimum is 7 m/Ma [1/2 Ma]. When comparing the curves of the modeling to the curves of the potential surface methodology, it is notable that the curves of the modeling are closer to the potential surface curve of 750 km^2. A drop in rates for both methods is observable within the interval [2.58/1.7 Ma], with high values for stratigraphic modeling and low values for the potential surface methodology (**Figure 7.15.B**).

2.3. The third comparison is for total production rates over the three discretization intervals and using the potential surfaces methodology in m/Ma, in relation to variations in sea level: By observing, it is notable that the shorter the sampling time step, the more significant the variations in total rates from one time step to another (**Figure 7.15.C**). For example, the maximum rate for a discretization of 0.25 Ma is 152 m/Ma [2.5/2.75 Ma] and the minimum rate is 13 m/Ma [1.5/1.75 Ma]. For a discretization interval of 0.5 Ma, the maximum rate is 100 m/Ma [11.5/12 Ma] and the minimum is 21 m/Ma [0.5/1 Ma], while for the 1 Ma discretization interval, the maximum rate is 84 m/Ma [2/3 Ma] and the minimum is 18 m/Ma [1/2 Ma]. As with preservation and export rates, the three curves follow the same general trend. As previously seen for preservation and export rates, this also applies to total rates: the smaller the sampling time step, the more significant the variations in rates. Furthermore, the shorter the sampling time step, the more variable the percentage between the preservation and export parts from interval to interval

This means that the more time is discretized, the rougher the preservation, export, and total production signal becomes. Therefore, the looser the sampling time step, the more the values are averaged. When comparing the total rates resulting from the stratigraphic modeling of the three discretization intervals with the rates from the potential surfaces, it is notable that the curves resulting from the stratigraphic modeling are closer to the curve from the 750 km^2 potential surface (**Figure 7.15.C**). This indicates that the stratigraphic modeling software favors large production surfaces. Looking at the curves of the stratigraphic modeling over the entire interval from 0 to 12 Ma, it is notable that certain periods are characterized by high and very low values of total rates. Comparing these high values of total rates with the sea level curve, a genetic link between highstand periods and high production values is remarkable on certain intervals such as the late Pleistocene peak and the peak around 5 Ma (**Figure 7.15.C-D**). Furthermore, low production values are also correlated with low sea level periods such as the middle Pleistocene interval.

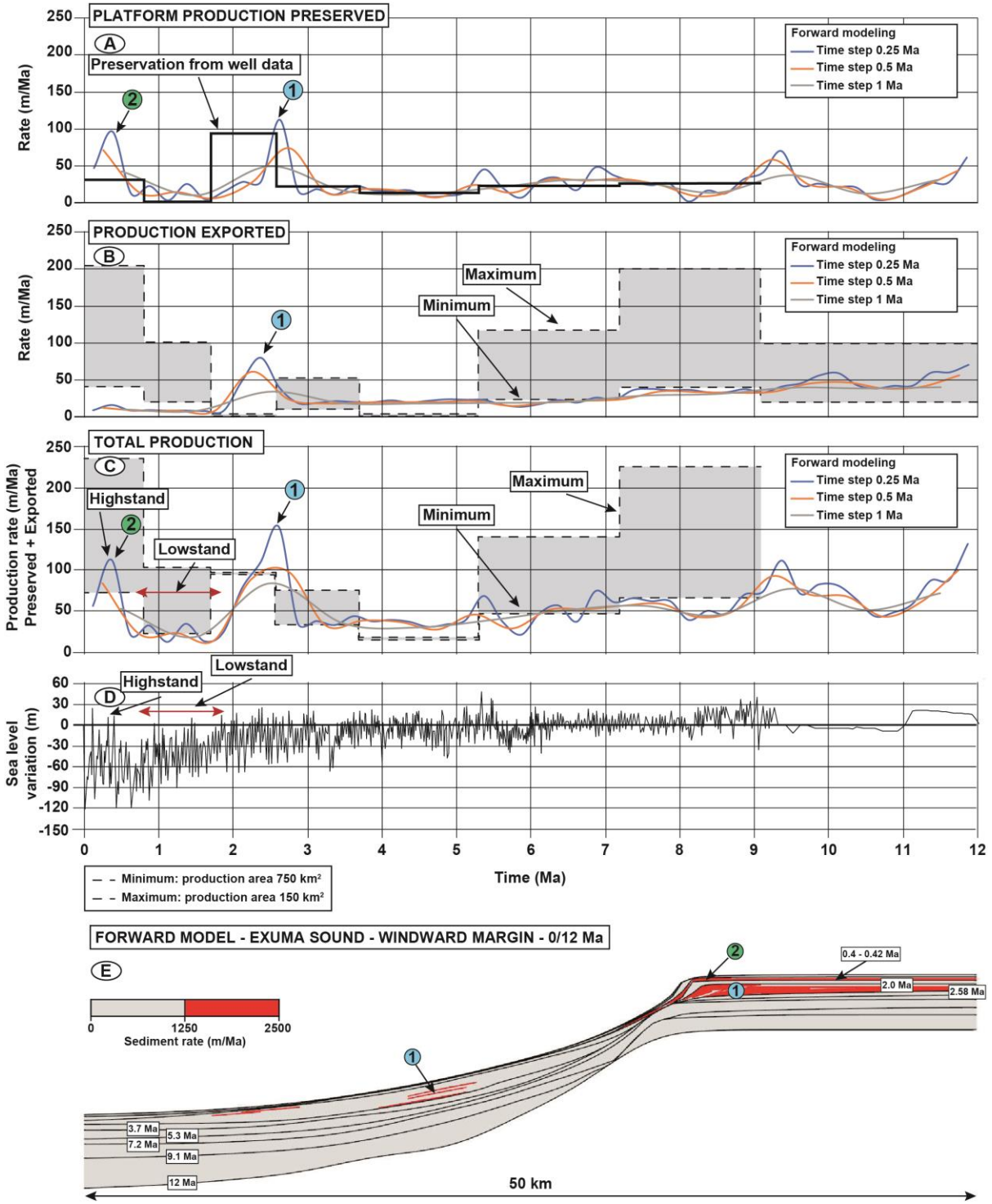


Figure 7.15. Comparison of the results from the two methodologies for preservation, export, total rates in relation to sea-level variations and stratigraphic response.

2.4. The fourth comparison compares the preserved facies on the platform at the well with a depth scale to the values of the 1. preserved, 2. exported, and 3. total production rates in kg/m^2.kyr of the two methodologies with a vertical time scale in relation to variations in sea level:

This comparison has several goals: **1.** to show that preservation on the platform is discontinuous over time while export is less so, **2.** to show the relationship between the different rates and sea level variations.

To do this, (**Figure 7.16**) presents the Unda well, which is present on the western platform of the GBB with the facies at the well and time markers in depth in relation to the different rates in kg/m^2.kyr as well as the Miller et al. (2011) sea level curve with a vertical time scale.

By observing the relationship between the log of the facies of the Unda well with a vertical resolution in depth and transposing these temporal markers in time, this discontinuous character is clearly visible when comparing the thickness that is preserved from two-time intervals. For example, by comparing the interval [1.7/2.58 Ma: 0.88 Ma] preserving 139 m of production with porosity to the interval [2.58/3.7 Ma: 1.12 Ma] preserving 53 m of production, also with porosity. Looking at the production values in kg/m^2.kyr of these same intervals, this discontinuous character is undeniable, being 254 kg/m^2.kyr for the interval [1.7/2.58 Ma] and 61 kg/m^2.kyr for the interval [2.58/3.7 Ma]. Furthermore, the comparison of the preservation and export curves in kg/m^2.kyr for a discretization of 0.25 Ma shows very clearly that the preservation values on the platform are much more chaotic than the export values, indicating the much more discontinuous character of production that is preserved on the platform than that of export. All of the curves show the same trends. In this exercise, the discretization curve of 0.25 Ma is used because it is the most sensitive - representative of sea level variations. The three production curves (preserved, exported, total) show significant variations for the 0.25 Ma discretization. Preservation has a maximum of 305 kg/m^2.kyr on the interval [2.5/2.75 Ma] and a minimum of 9 kg/m^2.kyr on the interval [8/8.25 Ma]. Export has a maximum of 213 kg/m^2.kyr on the interval [2.25/2.5 Ma] and a minimum of 20 kg/m^2.kyr on the interval [1/1.25 Ma]. As for the total production, its maximum production is 410 kg/m^2.kyr on the interval [2.5/2.75 Ma] and its minimum is 33 kg/m^2.kyr on the interval [1/1.25 Ma].

Moreover, comparing the high and low values of the production curves with the sea level curve shows that certain intervals have extremely high and low values. This is visible for the interval [0.37/0.42 Ma] where the average discretization values range from 0.25 to 0.5 Ma but clearly shows that this value is linked to the short-lived highstand. Furthermore, looking at the intervals of the terminal Messinian, it is notable that an alternation of high and low production is linked to sea level variations (**Figure 7.16**). These different observations raise the following questions:

Why are the input values for production rates so wide in the stratigraphic modeling software?

Production depends on two main factors: subsidence and sea level variations. In the case of low variations in sea level with constant subsidence, the accommodation space is small and constant over time, which implies that the instantaneous production will be low and constant over time because the accommodation space is small. In this case, the input values for production in the stratigraphic modeling software will be low. In the case of significant variations in sea level over a short period of time with constant subsidence, the platform is rarely flooded. This implies that during the rise of sea level, the accommodation space is significant over a short period of time. This implies that instantaneous production must be very high to catch up with this accommodation space. In this case, the input values for production in the stratigraphic modeling software must be high.

Why, in general, when a decrease in total rates is observed, an increase in the percentage of export is also observed in the distribution of the total rate?

The total rate represents the sum of the rates that are exported and preserved. As previously seen, the value of rates that are exported is more or less constant over time, unlike preservation. Therefore, if the total rate decreases, the percentage share of export automatically increases.

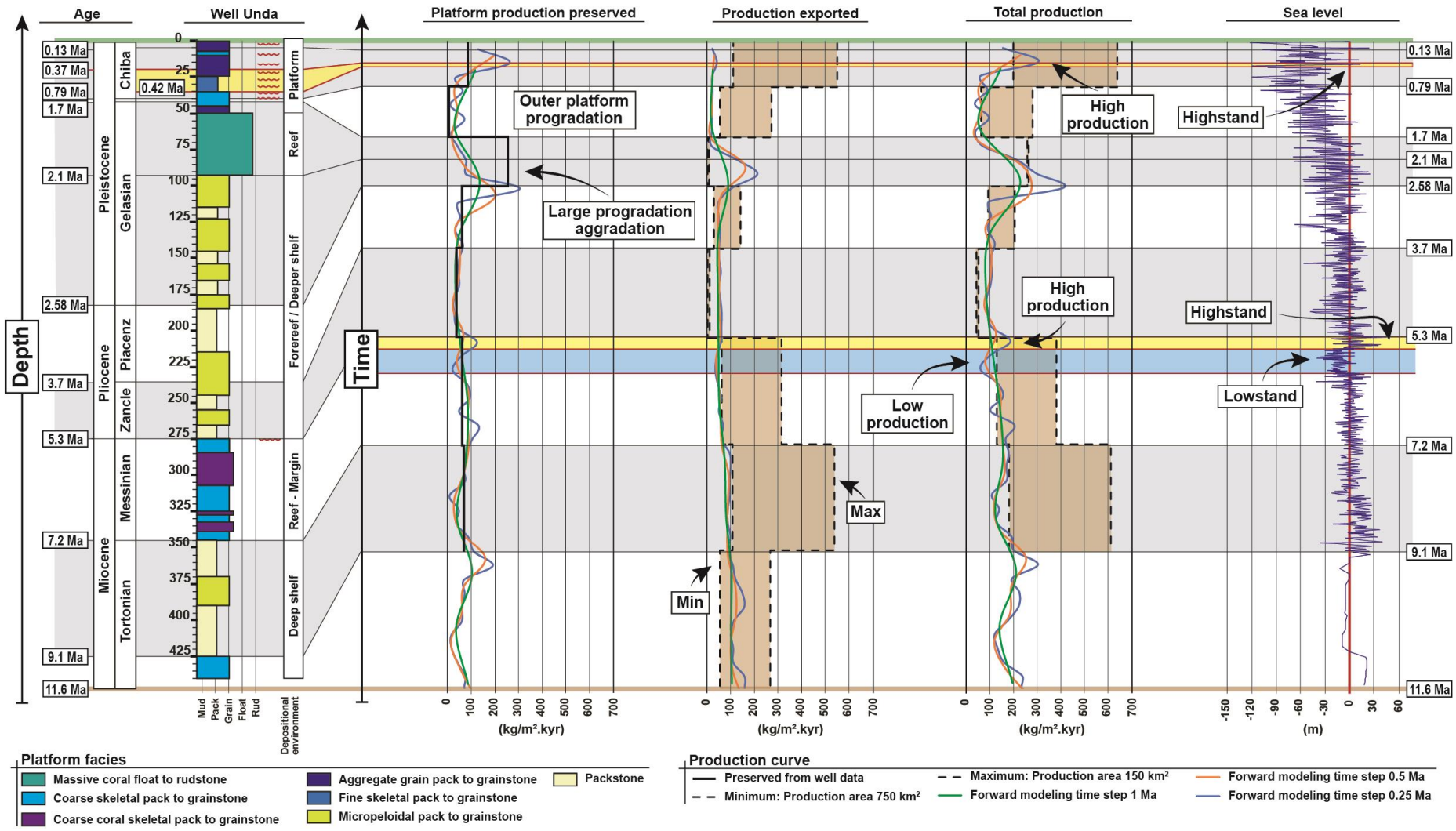


Figure 7.16. Comparison of data from the Unda well in depth, including facies, depositional environments, and time markers, with preservation rates, export rates, and total rates over time from stratigraphic modeling and potential surfaces methodology in relation to variations in sea level.

Why, in general, are variations in export rates weaker than those in preservation rates?

The variation in preservation rates versus export rates shows that preservation is more sensitive. This is the result of several factors: The preservation rate on the platform is the result of production on the platform that is not exported. Production is greatly affected by variations in sea level, so certain periods are conducive to high production rates, such as during the rise of sea level, alternating with periods of low production or even hiatus. This gives it a discontinuous character. The windward margin of the Exuma Sound has a very steep angle of > 10°, which is conducive to an autocyclic correction of the margin due to the steep angle and thus to recurrent export to the basin. Furthermore, this windward character is conducive to recurrent export due to waves. Finally, pelagic sedimentation is continuous and unaffected by variations in sea level, continuously bringing material into the basin.

Note: From the base of the Tortonian to the intra-Pleistocene eustatic regime change, sea level variations are generally low, ranging from [20 to 60 m] and have a significant temporal recurrence of < 25,000 years on average. This note indicates that the GBB platform was often submerged and emerged. This type of regime creates only a small amount of accommodation space between two highstands. Therefore, the space available for aggradation during highstands is limited. This indicates that the preserved production rate curves on the platform are relatively smooth over time. If the platform regime is subject to intense export, then the total production rates can be very high because the accommodation space never fills, and the platform produces continuously. Conversely, if the platform is in a storage dynamic, the total production rates will be low because the accommodation space will be filled. For the characterization of total carbonate production, understanding the hydrodynamic regime of the platform is essential. The intra-Pleistocene eustatic regime change, with cycles of large amplitude >100 m and a temporal recurrence of about 100,000 years, greatly alters the production dynamics of the Bahamas. Highstand periods are extremely rare and brief in time, indicating that the accommodation space is important at the arrival of each highstand, as in the case of the GBB where subsidence is constant. It is therefore possible to say that the vertical aggradation of the GBB has occurred only during very short intervals of time since the intra-Pleistocene eustatic regime change, representing significant thicknesses. This illustrates these high production values that are fleeting in time (**Figure 7.16**).

3. Comparison of the results of this study with data from the literature is carried out without porosity and using two units (m/Ma and kg/m^2.kyr):

The purpose of this section is to compare the preservation rates, export rates, and total values from two methodologies with values from the literature for a T factory. This comparison is done in two steps:

1. The first step compares the results of process-based stratigraphic modeling for different time discretization steps (0.25 - 0.5 - 1 Ma) for preservation and export rates in m/Ma with rates from a database, where the Salder (1981) and Schlager (1999) limits are reported (**Figure 7.17**).

2. In the second step, a literature synthesis was conducted by discretizing certain types of producers based on their production rates in kg/m^2.kyr (**Figure 7.18**). These values can be converted to vertical aggradation rates in m/Ma with an average porosity of 40%. For example, a production rate of 20 kg/m^2.kyr represents 10 m/Ma of vertical aggradation with 40% porosity. The value of 40% is chosen because it is fairly representative of the porosity percentage found on a carbonate platform for all producers. This means that for a value of 100 m/Ma of vertical aggradation without porosity, 140 m/Ma of vertical aggradation is produced with 40% porosity. In a second step, the total production results from process-based stratigraphic modeling are plotted on the same graph as the production values from the literature in kg/m^2.kyr. The results of the stratigraphic modeling show the maximum and minimum production rates for the three-time discretization steps (0.25 - 0.5 - 1 Ma) and for the Reef and Peloidal producers from the Unda well reports. This exercise was also performed for the results obtained by the potential surface methodology.

3.1. Comparison of the results of process-based stratigraphic modeling with a database and the Salder (1981) and Schlager (1999) limits in m/Ma: The rule that sedimentation rates decrease as the time interval increases was examined by Salder (1981) and Schlager (1999) over time intervals ranging from 10^{-1} to 10^{8} yr. Schlager (1999) described that sedimentation rates change approximately proportional to the inverse square root of time. The goal here is to compare the preservation and export rate values from the literature with those from process-based stratigraphic modeling based on the Salder (1981) and Schlager (1999) limit curves (**Figure 7.17**). At first order, all results from process-based stratigraphic modeling are well within the Salder (1981) and Schlager (1999) limits. This indicates that the reference model used in this manuscript is robust. Furthermore, the preservation and export rates from process-based stratigraphic modeling show a global decrease with increasing time interval. The strength of process-based stratigraphic modeling is its ability to reach resolutions below the stratigraphic studies that use biostratigraphy or deposit models. This is particularly visible (**Figure 7.17**), which shows a high density of points between 10^{6} and 10^{8} yr characterizing data that does not use modeling, while the results of the modeling represent time intervals ranging from 10^{4} to 10^{7} yr. It is notable that, in general, the preservation rates are more scattered than the export rates. This observation proves the discontinuous nature of preservation, as it depends on sea level.

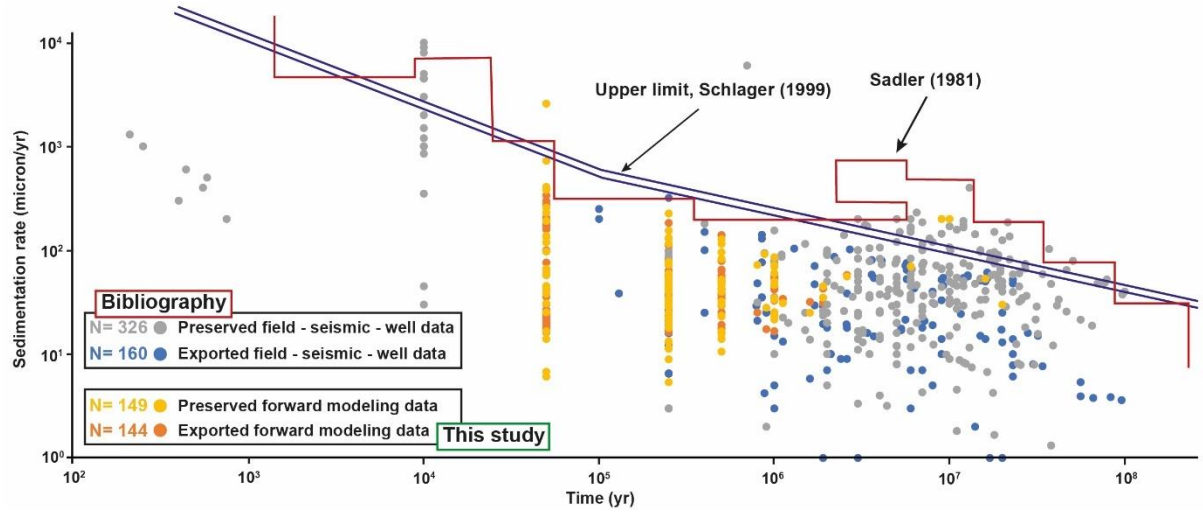


Figure 7.17. Integration of preservation and export data from the bibliography for a T-factory and stratigraphic modeling of the windward margin of Exuma Sound. This data integration compares preservation and export rates as a function of time intervals. The preservation limits of Sadler (1981) and Schlager (1999) are reported.

3.2. Comparison of production ranges of different producers in kg/m^2.kyr from the bibliography with total production results from stratigraphic modeling and potential surfaces following temporal discretization and production type on the platform: At first order, the bibliographic synthesis of production rates in kg/m^2.kyr shows that the values and ranges of these rates are extremely wide. With a minimum of 2 kg/m^2.kyr for benthic foraminifera (Perry et al., 2019) and a maximum of 270000 kg/m^2.kyr for Shallow Reef Production (Nelson et al., 2003) (**Figure 7.18**). The production ranges for the same organism can have a variability of the order of 10^{2} kg/m^2.kyr, such as for benthic foraminifera (Perry et al., 2019). Furthermore, comparing the production profile and production values in kg/m^2.kyr from the bibliography, it is notable that within the euphotic zone, the ranges and maximum production values are even more important the closer the producers are to the margin of the platform. For example, production values for Shallow Reef Production range from 17550 to 270000 kg/m^2.kyr (Nelson et al., 2003) while green algae production ranges from 200 to 800 kg/m^2.kyr (Neumann et al., 1975). By comparing production values from the bibliography with results from stratigraphic modeling and potential surfaces, it is notable that all of these results fall within the lower values of the production ranges from the bibliography. These observations raise the following question:

Why are production values in kg/m^2.kyr higher for data from the bibliography than for values from stratigraphic modeling and potential surfaces?

This is a result of the discretization of time. The values from the bibliography are taken over shorter time intervals than those from the modeling and potential surfaces. This implies that the values from the bibliography represent instantaneous production. For example, it seems impossible to imagine almost 10000 m/Ma of vertical accretion occurring for a reef over a real period of 1 Ma. This proves that these values from the bibliography represent purely instantaneous production.

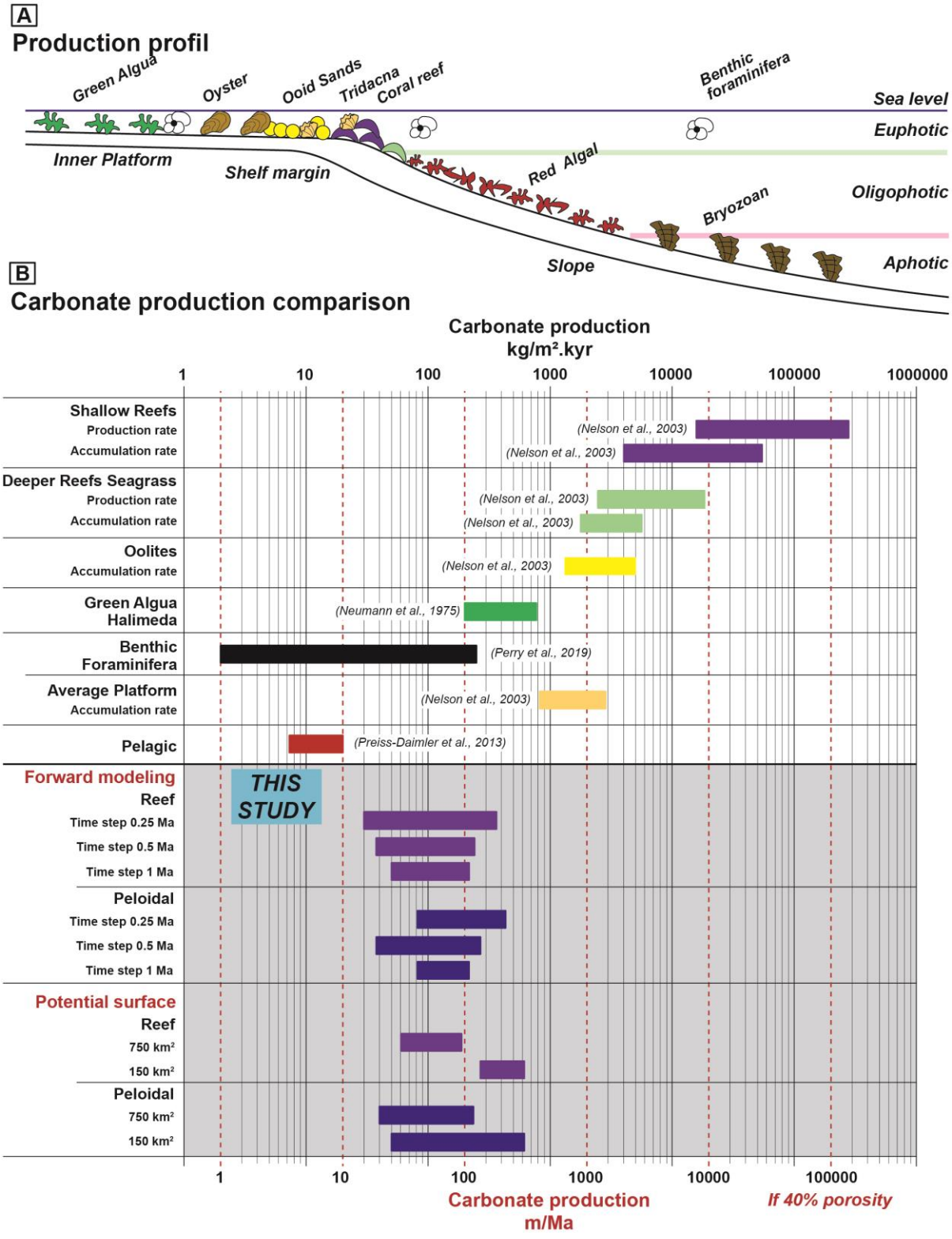


Figure 7.18. A. Production profile of different organisms from the bibliographic synthesis from the inner platform to the aphotic zone. B. Graph showing the production rates of different organisms from the literature and rates from the stratigraphic modeling and potential surfaces study.

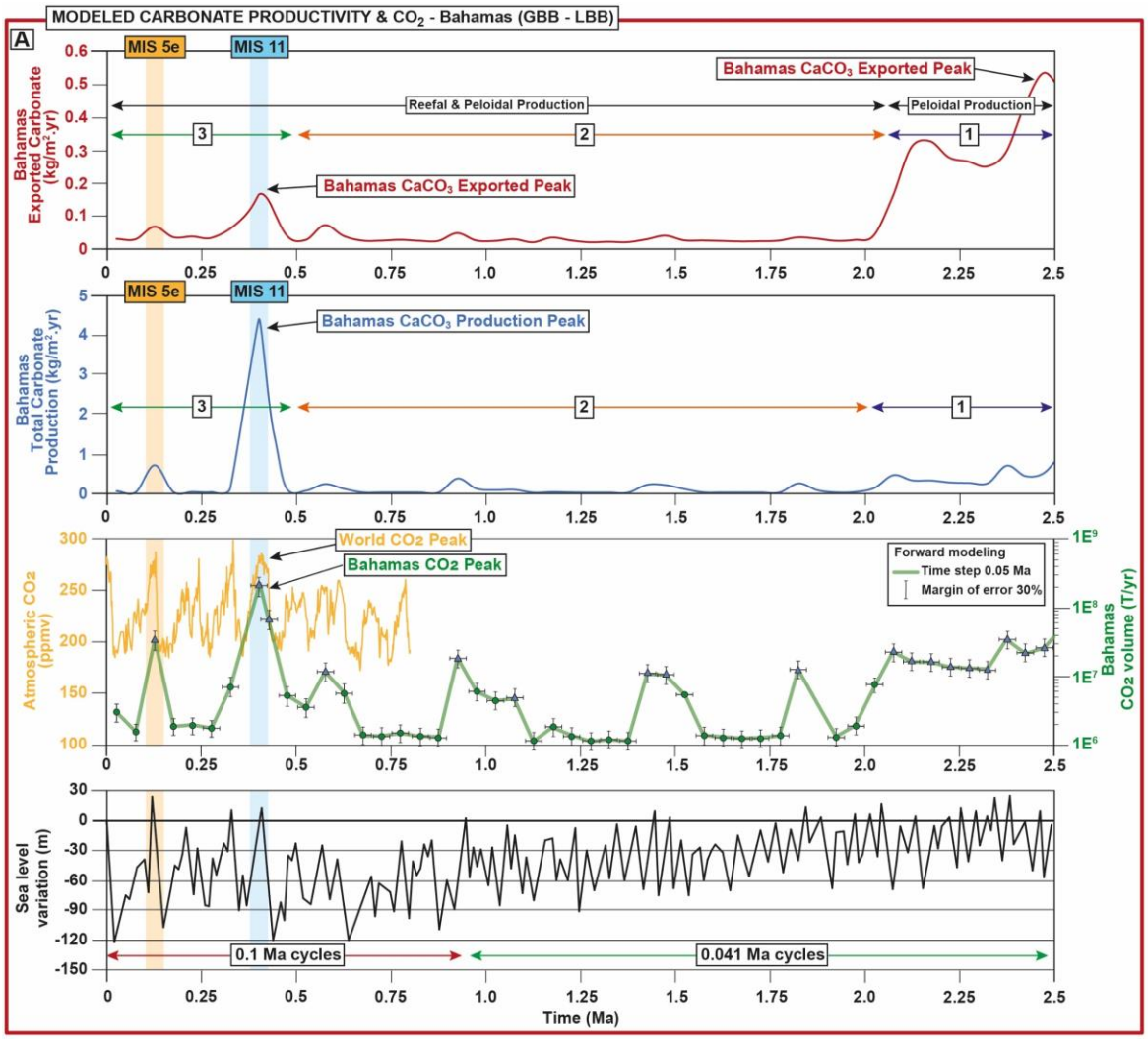
4. Quantification of exported production, total production and CO_2 volumes that the Bahamas platform produces per year through the results of stratigraphic modeling for time step of 0.05 since the base of the Pleistocene and comparison with Wallacea plateforme and world:

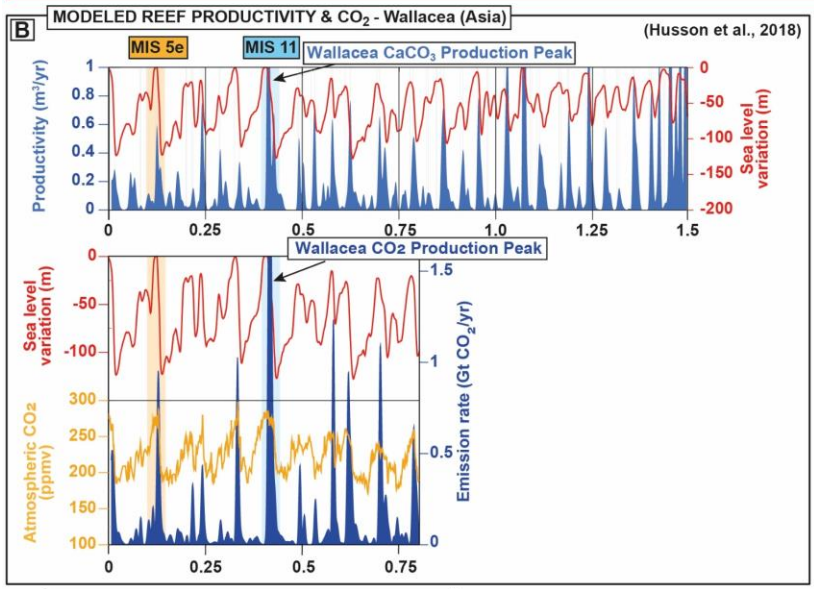
As a first step, the purpose of this paragraph is to compare the production that is exported from the Bahamas platform (GBB and LBB) with the total production in kg/m^2.yr since the Pleistocene base. For the total production we used the production rates (sum of preservation and export) with a discretization step of 0.05 Ma (**Figure 7.19.A**). In a second step, we calculated the volumes of CO_2 in T/yr that the Bahamas platform produces *via* production rates. All these results are compared with the sea level variations of Miller et al. (2011) since the Pleistocene base and CO_2 of Lüthi et al. (2008) since 0.8 Ma. As seen above, production rates (export and total production) are variable over time. Three production trends are visible from the base of the Pleistocene with:

1. First cycle of 2.5 / 2 Ma with a range of exported productions of about 0.04 to 0.54 kg/m^2.yr and a range of total productions of about 0.3 to 1 kg/m^2.yr. **2. A second cycle** of 2 / 0.5 Ma with exported productions and total productions values very close to 0 kg/m^2.yr. The range of exported production is about 0.02 to 0.07 kg/m^2.yr. The total production values are from 0.02 to 0.38 kg/m^2.yr. **3. A third cycle** of 0.5 / 0 Ma with a range of exported productions of about 0.03 to 0.17 kg/m^2.yr. The total productions show extreme production values over short periods of time as for the MIS 11 where the production is 4.52 kg/m^2.yr alternating with phases of extremely low production for example 0.03 kg/m^2.yr (0.05 / 0.1 Ma) (**Figure 7.19.A**).

At first order the maximum export and total production trends are not synchronous. The maximum export values are included in the 2.5 / 2 Ma interval while the maximum total production values are present in the 0.5 / 0 Ma interval. During the 2.5 / 2 Ma interval the production on the platform is mainly composed of fine peloidal production, which is easily exported, whereas after 2 Ma a reef production is set up which is more difficult to remobilise. Furthermore, time intervals show that all production is recorded as production that is exported (**Figure 7.19.A**). This is the case during the lowstand. During these periods the platform is emerged, and the production is exclusively pelagic. But it is also notable that peaks of export and total production are synchronous with Pleistocene highstands, as for example during MIS 11 and 5E, but between 70 to 90% of the production is preserved on the platform. These remarks point to the concept of highstand shedding of Schlager et al. (1994). In addition, variations in total production rates are accentuated with the implementation of eustatic cycles with periods of 0.1 Ma and amplitudes greater than 100 m. This is visible with higher production values for MIS 11 (4.52 kg/m^2.yr) in comparison with production values for eustatic cycles of 0.041 Ma (**Figure 7.19.A**).

By comparing the curves of production, variation of sea level and CO_2 volumes, it is notable that a certain symmetry of the curves is visible. The first production trend is associated with volumes of CO_2 stable over time with average values of the order of 0.007 Gt/yr to 0.054 Gt/yr and a fairly high sea level recording cycles of 0.041 Ma with amplitudes of about 40 m. The second production trend is associated with low volumes of CO_2 generally ranging between 0.001 Gt/yr and 0.018 Gt/yr with a low sea level and recording cycles of 0.041 Ma with amplitudes of about 40 to 70 m. The third production trend is associated with extreme CO_2 values. Going from very low values 0.0015 Gt/yr to 0.22 Gt/yr. In relation to a sea level having cycles of 0.1 Ma and amplitudes of more than 100 m. But still comparing carbonate production with CO_2 volumes, sea level variations and atmospheric CO_2 since 0.8 Ma this same symmetry is visible (**Figure 7.19.A**). With atmospheric CO_2 peaks linked to sea level peaks, carbonate production peaks and CO_2 peaks that are generated by the Bahamas platform.


MODELED CARBONATE PRODUCTIVITY & CO_2 - Bahamas (GBB - LBB)
A
MIS 5e
MIS 11
Bahamas CaCO3 Exported Peak
Reefal & Peloidal Production
Peloidal Production
Bahamas Exported Carbonate (kg/m².yr)
Bahamas CaCO3 Production Peak
Bahamas Total Carbonate Production (kg/m².yr)
World CO2 Peak
Bahamas CO2 Peak
Forward modeling
Time step 0.05 Ma
Margin of error 30%
Atmospheric CO2 (ppmv)
Bahamas CO2 volume (T/yr)
Sea level variation (m)
0.1 Ma cycles
0.041 Ma cycles
Time (Ma)


MODELED REEF PRODUCTIVITY & CO_2 - Wallacea (Asia)
(Husson et al., 2018)
B
MIS 5e
MIS 11
Wallacea CaCO3 Production Peak
Productivity (m³/yr)
Sea level variation (m)
Wallacea CO2 Production Peak
Atmospheric CO2 (ppmv)
Emission rate (Gt CO2/yr)

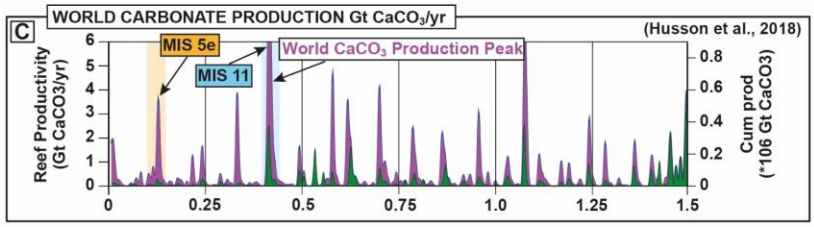

WORLD CARBONATE PRODUCTION Gt CaCO3/yr
(Husson et al., 2018)
C
MIS 5e
MIS 11
World CaCO3 Production Peak
Reef Productivity (Gt CaCO3/yr)
Cum prod (*106 Gt CaCO3)

Figure 7.19. Comparison $CaCO_3$ production in relation with CO_2 production and with the sea level variation. A. Exported production, total carbonate production of the Bahamas with discretized interval of 0.05 Ma in relation with Atmospheric CO_2 (Luthi et al., 2008) and Bahamian CO_2 production and sea level variation (Miller et al., 2011). B. Carbonate production modeled in relation with sea level variation of (Bintanja & van de Wal, 2008), and Atmospheric CO_2 (Luthi et al., 2008) in relation with modeled carbonate production (Husson et al., 2018). C. World reef carbonate productivity (in Gt $CaCO_3$/yr) and cumulated (Husson et al., 2018).

By comparing our results of carbonate production variations and CO_2 volumes from the Bahamas platform with the values that are calculated by Husson et al. (2018) on the Wallacea platform (Asia) the same trends are remarkable. A clear relationship between the couple of sea level variations and atmospheric CO_2 variations is visible in relation to carbonate production and CO_2 emissions that are calculated. The MIS 11 and 5E are clearly expressed on both models (**Figure 7.19.B**). Finally, comparing our results on the Bahamas with the results of Husson et al. (2018) on the Wallacea platform (Asia) with Reef-type production values at the global level, the same trends are present. This study shows that the relationship between sea level variations, highstand and lowstand phases are extremely well expressed on CO_2 production and volumes with high resolution temporal discretization (0.05 Ma) (**Figure 7.19**). In addition, the response of the carbonate production signal and volume of CO_2 that are calculated on the Bahamas is expressed worldwide and is not just localized on the Bahamas platform (**Figure 7.19.A-B**). During the Pleistocene, carbonate production is very variable over time with three production trends that are related to sea level. The driver(s) of these rises and falls in sea level and the amount of atmospheric CO_2 is not clear to date as well as the contribution that carbonate production has on this signal. It is clear that the greater the carbonate production, the more CO_2 it generates, so the more the oceans acidify globally. This disruption of ocean chemistry *via* a decrease in pH makes carbonate less available, and $CaCO_3$-secreting organisms see their production impacted and production decreases. This finding may be one of the factors explaining these increases and decreases in atmospheric CO_2.

Note: Carbonate reef production is not only a CO_2 driver. The proportion of production that is exported to the surrounding slopes and basins stores CO_2 in the form of inorganic carbon (**Figure 7.18.A**). It would be interesting to calculate at a worldwide level the proportion of carbonate production that is exported in order to quantify the CO_2 storage capacity in the form of inorganic carbon. Moreover, it is clear that the exported volumes are very variable over time, for example during lowstand versus highstand shedding periods. But also the exported volumes are dependent as seen in ***(Chapitre VI)*** on the producer's type, the windward - leeward relation and the hydrodynamic regime on the platform etc... These different points have to be taken into account if a quantification is to be made.

7.2.6 - Discussion and conclusions

The methodology concerning seismic wells and potential production surfaces has allowed the creation of eight stratigraphic intervals where preservation and export rates are calculated based on potential production surfaces, although the sequence (11.6/9.1 Ma) only presents export rates due to the absence of data on the platform going down to the Tortonian base. Furthermore, the ratios between preservation and export rates have been interpreted to show that the balance between preservation and export is discontinuous over time and also depending on the potential production surfaces.

The use of process-based stratigraphic modeling has allowed for a multi-resolution stratigraphic study (0.05 - 0.25 - 0.5 - 1 Ma) of preservation and export rates in the Exuma Sound system since the base of the Tortonian. These different levels of stratigraphic resolution demonstrate the significance of temporal discretization in interpreting preservation and export rates. Additionally, this study highlights the close relationship between preserved production rates on the platform and variations in sea level, which are extremely well recorded.

Methodology limitations:

Several limitations exist in the input data, however, they do not affect the consistency of the results obtained and the conclusions that follow. The data from the platform are an extrapolation of the data from the Unda well of the BDP mission (Ginsburg, 2001) located 350 km from Exuma Sound. These data may introduce bias, particularly regarding the preserved facies on the platform. The stratigraphic data in the Exuma Sound come from the ODP Leg 101 (Austin et al., 1986). In this exercise, the stratigraphy was not reviewed, which could affect the surfaces and thus the thicknesses of the sequences that are interpreted. Regarding the seismic data, its interpretation is difficult, particularly over recent intervals, as they are of low thickness and mainly composed of channels and levees, making the stratigraphic continuity of the horizons subtle. Additionally, due to the geometry of the base of slope apron system with steep slopes, the interpretation of the seismic near the escarpment is not evident, which could impact the output volumes. Finally, the isopach maps, whose volumes come from the seismic interpretation and the velocity model in the paper (Carbonate Platform-to-Basin evolution of the Great Bahama Bank: Upper Neogene to Quaternary sedimentary architecture and processes along windward and leeward margins), which is only based on the sonic log of the 632 well. As no check-shots are present and the density log is of very low resolution, this makes the extracted volumes possibly challenging.

Limitations exist in the numerical simulations of the DionisosFlow® software, which affects the validity of the simulated stratigraphic architectures and the calculated rates. This study focuses on the variation of the preserved and exported production rates. In the case of Exuma Sound, export is largely accomplished through the process of density cascading. However, in this study, no hydrodynamic model of the platform is present. In other words, there are no models or simulations that consider the existence of tidal channels and the sediment transport occurring within these high-energy environments. Furthermore, our stratigraphic model does not consider the platform erosion during lowstand phases. As a result, the available accommodation space during sea level rise is underestimated. Studies conducted by Kolodka et al. (2016) and Montaggioni et al. (2015) indicate erosion ranging from 100 to 250 m/Ma. This means that for an emergence period of around 1.2 Ma during the Messinian (Eberli et al., 1997b), the platform destruction would be in the range of 100 to 300 m, which represents more than 50% of our total sedimentary pile. Consequently, our subsidence law does not reflect reality.

Preservation - Export:

Comparing the type of production **1.** fine peloidal, **2.** reef, it is noticeable that the type of producer on the platform has a real impact on the preservation and export rates. Fine peloidal production is more easily remobilised than reef production, which explains why the export rate is higher for peloidal than for reef production.

The platform records only part of the sedimentary history. During low level periods the platform only records sedimentary hiatus, karstification etc.., whereas the basin records the whole time. This is a bias for stratigraphic studies such as platform - basin correlation.

The concept of highstand shedding of Schlager et al. (1994) is perfectly illustrated in this study with increases in preservation and export rates during Pleistocene highstands. Although it is notable that production is mainly preserved on the platform in the case of dominantly reef production.

Temporal discretization:

Temporal discretization of geological models is highlighted in this study (**Figure 7.20**). It is noteworthy that low temporal discretization impacts production rates resolution and minimizes the impact of sea level variations. Low temporal discretization averages production rates. Furthermore, it is shown that temporal discretization of models has a greater impact on preservation rates on the platform than export rates. In our case study, this is even more visible as our system's geometry is extremely sensitive to sea level variations. As our system has a small platform and a slope structure made up of a very steep escarpment of < 10°, the potential production surfaces are highly sensitive to

sea level variations. This geometry can be summarized as a system that works in an all-or-nothing manner. A small drop-in sea-level result in a stop in production on the platform. Additionally, marginal production is extremely reduced due to its angle. In the case of a system with a less steep slope angle, such as the downwind margin of the GBB before the Pleistocene, this type of system is less sensitive to sea level variations. This is because the potential production surfaces are consequently larger due to the lower slope angle and can form large progradations during a fall in sea level, as well as lowstand prisms. Temporal discretization of models also shows that periods of hiatus predominate in the history of a platform. The impact of highstands is widely underestimated on production rates. Therefore, we have a very averaged view of production over time. For example, during the Pleistocene, the Bahamas platform aggraded by 180 m and was submerged less than 10% of the time, with the rest of the time the platform not producing. This observation illustrates that production rates are extremely strong over very short periods of time, demonstrating the concept of highstand shedding as proposed by Schlager et al. (1994).

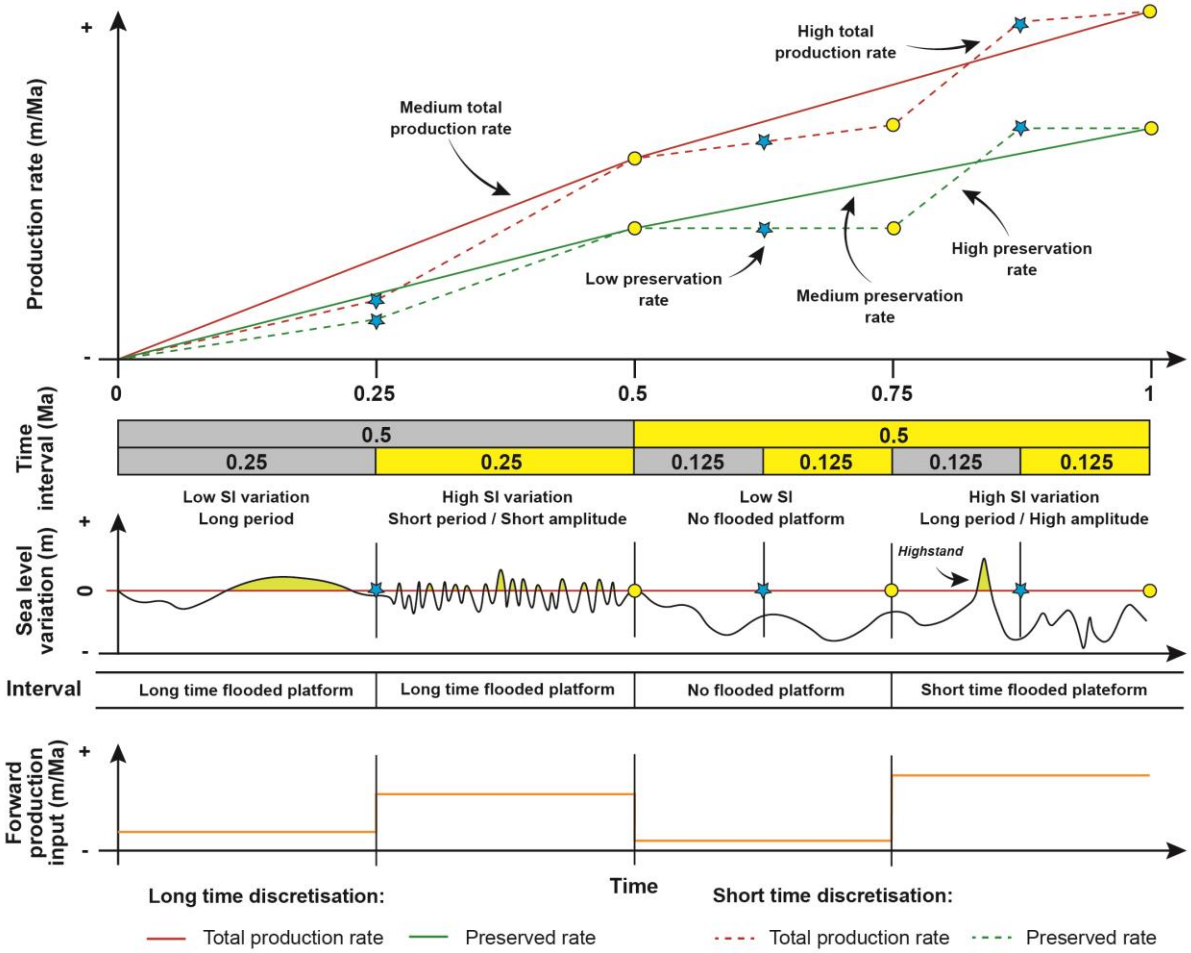


Figure 7.20. Summary illustrating the impact of temporal discretization and sea level variations on production rates. In addition, the relationship between sea level variations and input production rates in DionisosFlow® is represented.

Eustatic trend:

This study also demonstrated the importance of considering eustatic trends in relation to production rates (**Figure 7.20**). Short-period (0.041 Ma) and low-amplitude (40 m) eustatic trends, such as those in the Miocene, generate total production rates that are moderate (50-70 m/Ma) and relatively constant over time. A long-period (0.1 Ma) and high-amplitude (100 m) eustatic trend will generate highly variable production rates over time, with total production rates ranging from less than 20 m/Ma to over 150 m/Ma. The most productive eustatic regimes correspond to long periods and high amplitudes, which provide more accommodation space for sustained production. Such a configuration

does not make the platform thicker but generates larger volumes of production. Similar results have been found in studies of platforms in Asia (Husson et al., 2018). This is particularly well expressed in this study during MIS 11 and 5E, where total production rates are maximal with significant preservation and export. The long-term vision of the filling of accommodation space during highstand periods is represented by a relatively rapid filling of this space. Currently, during highstand periods, the Bahamian platform is on average submerged under 10 m of water, indicating that the transport and export of $CaCO_3$ particles to slopes and basins are crucial in regulating this accommodation space.

The carbonate production of the Bahamas has been compared to that of other carbonate platforms and to global production over time. It is clear that the response of production to eustatic and climatic variations is global. Moreover, the signal of CO_2 production by platforms is also global, illustrating that carbonate systems are extremely sensitive to climatic variations and that their characterization in the past is key to understanding future climate variations.

7.3 - Références bibliographiques du chapitre VII

A

Anselmetti, F.S. & Eberli, G.P., (2001). Sonic velocity in carbonates a combined product of depositional lithology and diagenetic alterations. In: Ginsburg R.N. (ed.), Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication v. 70, p. 193-216.

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

B

Bintanja, R., & van de Wal, R.S.W., (2008). North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. Nature.

454(7206), 869–872.

Bosence, D.W.J., (1989). Biogenic carbonate production in Florida Bay: Bulletin of Marine Science, v. 44, p. 419–433.

Burgess, P.M., (2012). A Brief Review of Developments in Stratigraphic Forward Modelling, 2000-2009. Reg. Geology. Tectonics, 378–404.

Busson, J., (2018). Caracterisation et modelisation des transferts gravitaires de la plate-forme au bas-sin en contexte carbonate, PhD, University of Bordeaux (300 pp.).

Busson, J., Joseph, P., Mulder, T., Teles, V., Borgomano, J., Granjeon, D., Betzler, C., Poli, E., Wunsch, M., (2019). High-resolution stratigraphic forward modeling of a Quaternary carbonate margin: Controls and dynamic of the progradation. Sedimentary Geology. 379.

C

Citepa, (2022). Inventaire des émissions de polluants atmosphériques et de gaz à effet de serre en France - Format Secten.

D

Drummond, C.N., and Wilkinson, B.H., (1996). Strata Thickness Frequencies and the Prevalence of Orderedness in Stratigraphic Sequences: The Journal of Geology, v. 104, no. 1, p. 1–18.

E

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceed-ings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Sta-tion, TX.

G

Ginsburg, R.N., (2001). Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication 70.

Granjeon, D., (1997). Modélisation stratigraphique déterministe: Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique: PhD thesis, Rennes University.

Granjeon, D., and Joseph, P., (1999). Concepts and applications of a 3D multiple lithology diffusive model in stratigraphic modeling, in J. W. Harbaugh, W. L. Watney, E. C. Rankey, R. Slingerland, R. H. Goldstein, and E. K. Franseen, eds., Numerical experiments in stratigraphy recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulation: SEPM Special Publication, 62, 197–210.

H

Hamylton, S.M., Pescud, A., Leon, J.X., Callaghan, D., (2013). A geospatial assessment of the relationship between reef flat community calcium carbonate production and wave energy.

Faculty of Science, Medicine and Health - Papers: part A. 1193.

Huang, X., Griffiths, C.M., and Liu, J., (2015). Recent Development in the Stratigraphic Forward Modelling and its Application in Petroleum Exploration. Aust. J. Earth Sci. 62, 903–919.

Husson, L., Pastier, A.M., Pedoja, K., Elliot, M., Paillard, D., Authemayou, C., (2018). Reef carbonate productivity during Quaternary Sea level oscillations. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19, 1148 – 1164.

K

Kolodka, C., Vennin, E., Bourillot, R., Granjeon, D., and Desaubliaux, G., (2016). Stratigraphic modelling of platform architecture and carbonate production: A Messinian case study (Sorbas Basin, SE Spain): Basin Research, 28, no. 5, 658–684.

L

Langer, M.R., Silk, M.T., Lipps, J.H., (1997). Global ocean carbonate and carbon dioxide production: The role of reef foraminifera. Journal of Foraminiferal Research, 27, no. 4, 271-277.

Lanteaume, C., (2017). Couplage de la Modélisation Stratigraphique et Diagénétique : développements numériques et applications aux systèmes carbonatés. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille.

Lanteaume, C., Fournier, F., Pellerin, M., Borgomano, J., (2018). Testing geologic assumptions and scenarios in carbonate exploration: Insights from integrated stratigraphic, diagenetic, and seismic forward modeling. The Leading Edge 2018 37:9, 672-680.

Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., et al. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000 – 800,000 years before present. Nature, 453 (7193), 379–382.

M

Manfrino, C., Ginsburg, R.N., (2001). Pliocene to Pleistocene depositional history of the upper platform margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70.

Mcneill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 101–136.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., (2011). Sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24, 40-53.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B., (1977a). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 117-133.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S., (1977b). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 53-62.

Montaggioni, L.F., Borgomano, J., Fournier, F., and Granjeon, D., (2015). Quaternary atoll development: New insights from the two-dimensional stratigraphic forward modelling of Mururoa Island (Central Pacific Ocean): Sedimentology, 62, no. 2, 466–500.

Mulder, T., (2016). CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante.

N

Nelson, C.S., Winefield, P.R., Hood, S.D., Caron, V., Pallentin, A., Kamp, P.J.J., (2003).

Pliocene Te Aute limestones, New Zealand: expanding concepts for cool-water shelf carbonates: New Zealand Journal of Geology & Geophysics, vol. 46, 407-424.

Neumann, A.C., Land, L.S., (1975). Lime mud deposition and calcareous algae in the bight of Abaco, Bahamas: A budget. Journal of Sedimentary Petrology, 45, no. 4, 763-786.

P

Perry, C.T., Edinger, E.N., Kench, P.S., Murphy, G.N., Smithers, S.G., Steneck, R.S., Mumby, P.J., (2012). Estimating rates of biologically driven coral reef framework production and erosion: a new census-based carbonate budget methodology and applications to the reefs of Bonaire. Coral Reefs, 31, 853-868.

Perry, C.T., Morgan, K.M., Salter, M.A., (2016). Sediment generation by Halimeda on atoll interior coral reefs of the southern Maldives: A census-based approach for estimating carbonate production by calcareous green algae. Sedimentary Geology, 346, 17-24.

Perry, T.C., Salter, M.A., Morgan, K.M., Harborne, A.R., (2019). Census Estimates of Algal and Epiphytic Carbonate Production Highlight Tropical Seagrass Meadows as Sediment Production Hotspots. Front. Mar. Sci. 6:120.

Pomar, L., (2001b). Types of carbonate platforms: A genetic approach: Basin Research, v. 13, no. 3, p. 313–334.

Preiss-Daimler, I.V., Henrich, R., Bickert, T., (2013). The final Miocene carbonate crash in the Atlantic: Assessing carbonate accumulation, preservation and production. Marine Geology, 343, 39-46.

R

Randi, C.B., Becker, A.C., Willemes, M.J., Perry, C.T., Salgado, L.T., Tomazetto de Carvalho, R., Motta, F.S., Leão de Moura, R., Coreixas de Moraes, F., Pereira-Filho, G.H., (2021). Calcium carbonate production in the southernmost subtropical Atlantic coral reef, Marine Environmental Research, 172, 105490.

S

Sadler, P.M., (1981). Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections: The Journal of Geology.

Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W., (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research, B64, 270-281.

Schlager, W., (1999). Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms: Geology, v. 27, no. 2, p. 183-186.

Schlager, W., (2003). Benthic carbonate factories of the Phanerozoic.

Schlager, W., (2005). Carbonate Sedimentology and Sequence Stratigraphy. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Oklahoma, USA, 200 pp.

Stearn, C.W., Scoffin, T.P., Martindale, W., (1977). Calcium carbonate budget of a fringing reef on the west coast of Barbados, Pt. 1, Zonation and productivity: Bulletin of Marine Science, v. 27, p. 779–810.

Steuber, T., (2000). Skeletal growth rates of Upper Cretaceous rudist bivalves: implications for carbonate production and organism-environment feedbacks. Geological Society, London, Special Publications, 178, 21-32.

Stockman, K.W., Ginsburg, R.N., Shinn, E.A., (1967). The production of lime mud by algae in South Florida: Journal of Sedimentary Petrology, v. 37, p. 633–648.

Strasser, A., Samankassou, E., (2003). Carbonate Sedimentation Rates Today and in the Past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France), Geologia Croatica.

Suosaari, E.P., Reid, R.P., Mercadier, C., Vitek, B.E., Oehlert, A.M., Stolz, J.F., Giusfredi, P.E., Eberli, G.P., (2022). The microbial carbonate factory of Hamelin Pool, Shark Bay, Western Australia. Nature Scientific Reports, 12 - 12903.

V

Vail, P.R., Mitchum, R.M., (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 1: overview. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir, vol. 26, pp. 51-52.

W

Warrlich, G., Bosence, D., Waltham, D., Wood, C., Boylan, A., and Badenas, B., (2008). 3D stratigraphic forward modelling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production: Marine and Petroleum Geology, 25, no. 1, 35–58.

8. Synthèses et Discussions - Conclusions générales - Perspectives

Problématique

Cette partie a pour rôle de faire les **Synthèses et Discussions**, **Conclusions Générales** et les **Perspectives** d'études de ce manuscrit. Concernant les synthèses et discussions, elles sont réalisées sous forme de plusieurs parties. Chaque partie reprend les principales conclusions de chaque chapitre clé de cette thèse. La décision de dissocier ce chapitre en plusieurs parties est prise dans le but de simplifier la compréhension. Ensuite, les conclusions générales sont faites sous forme de points. Enfin, des questions ouvertes et des perspectives d'études sont énoncées.

Organisation

8.1 - Synthèses et discussions _____ 330

8.1.1 - Sédimentation, morphologie et processus de dépôt récent du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador 330
8.1.2 - Évolution stratigraphique et morphologique des marges au vent et sous le vent du Néogène au Quaternaire en lien avec différents facteurs de contrôles 337
8.1.3 - Quantification de la production carbonatée de la marge sous le vent et de la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB 343

8.2 - Conclusions générales_____ 348

8.3 - Questions ouvertes et perspectives _____ 350

8.4 - Références bibliographiques du chapitre VIII_____ 351

Chapitre VIII – Synthèses et Discussions - Conclusions générales - Perspectives

8.1 - Synthèses et discussions

8.1.1 - Sédimentation, morphologie et processus de dépôt récent du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador

L'étude du système récent d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador est a été effectuée grâce à l'analyse à haute résolution des données bathymétrique, de réflectivité du fond marin, de sismique très haute résolution et de carottes sédimentaires. Afin d'avoir une vision d'ensemble du système la compréhension de la sédimentation de la plateforme récente, de la distribution des corps sédimentaires en fonction des facteurs de contrôles comme le vent et les courants tidaux a été intégré. Pour une visualisation optimum de la morphologie, des corps sédimentaires, des faciès et processus sédimentaire au sein de ce système long de plus de 250 km et d'une extrême diversité bathymétrique (0/5000 m) et structurale, trois blocs diagrammes synthétiques illustrant l'ensemble des caractéristiques ont été réalisés et seront discutés. Ces trois blocs diagrammes sont localisés au sein des trois domaines structuraux et sédimentologiques distincts du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador (**Figure 8.1, 8.2, 8.3**). Le premier représente la marge au vent de la pente et du bassin intra shelf du système d'Exuma Sound. Le deuxième caractérise le système de plateau d'Exuma ainsi que le chenal d'Exuma. Le troisième représente le système global d'Exuma Sound jusqu'à la zone distale de Salvador à plus de 5000 m de bathymétrie. Une synthèse globale sera faite à la suite de la description des trois systèmes (**Figure 8.4**).

1. Le système au vent d'Exuma Sound et son bassin : L'étude de la répartition spatiale des faciès sur la plateforme ainsi que des données bathymétriques, de réflectivité, de sismique très haute résolution et de carotte sédimentaires, a permis de mettre en évidence quatre domaines sédimentaires (**Figure 8.1**).

1. La zone de plateforme caractérisée par des systèmes de récifs, de *shoal* oolithiques et d'îles. Les courants circulent au sein de ce système de passes tidales pouvant provoquer l'export de sédiment vers le basin profond par des processus de *density cascading* incluant le *off-bank trans*port et le *tidal flushing* (**Figure 8.1**). Du fait de la petite surface de plateforme disponible et du fort angle de pente, la plateforme du système d'Exuma Sound est extrêmement sensible aux variations du niveau marin. Une chute même minime du niveau marin réduit drastiquement la surface potentielle de production. Une bathymétrie optimale sur la plateforme peut provoquer de forts taux de production et donc un excès de dépôt sur la marge si le système n'est pas drainé de façon récurrente. Cette importante accumulation sur la marge engendre la correction autocyclique du profil de la marge proximale.

2. La zone de pente est caractérisée par un système avec une déclivité supérieur à 10°, probablement issue de l'héritage structural lors de l'ouverture de l'Atlantique nord formant des horsts et de grabens où l'aggradation de la plateforme entretien cette morphologie depuis le Jurassique (**Figure 8.1**). Ce système de pente qui mesure de 5 à 7 km de long est en *bypass* et en érosion depuis la marge de la plateforme jusqu'à sa base, à environ 1500 m de profondeur. La pente est marquée par la présence de nombreuses ravines linéaires ayant des incisions de plus de 200 m, témoignant de l'importante activité des courants de *density cascading* à l'actuel. Cette pente, qui peut être assimilée un escarpement de 1500 m de haut, est affectée par des effondrements de type *slide*.

3. Le pied de pente est caractérisé par des dépôts grossiers provenant des multiples évènements gravitaires et correspond au modèle *debris-dominated base of slope apron* (**Figure 8.1**). Les dépôts successifs sont en *onlap* sur la pente.

4. La zone de bassin est caractérisée par un système où les transferts gravitaires depuis la plateforme et la pente sont en transit (évènement gravitaire de grande ampleur comme une correction du profil de marge à grande échelle) et en dépôt (évènement gravitaire de moyen à faible ampleur – turbidite provenant du processus de *density cascading*) (**Figure 8.1**). Des systèmes de chenaux, de levées et de lobes occupent le bassin d'Exuma Sound. La connexion entre cette partie d'Exuma Sound et le chenal d'Exuma n'est pas récurrente mais est sûrement possible lors d'évènements gravitaires de grande ampleur. Le caractère sableux de ce système est lié à la production marginale récifale, squelettique et oolithique qui est exportée à l'actuel en période de haut niveau marin.

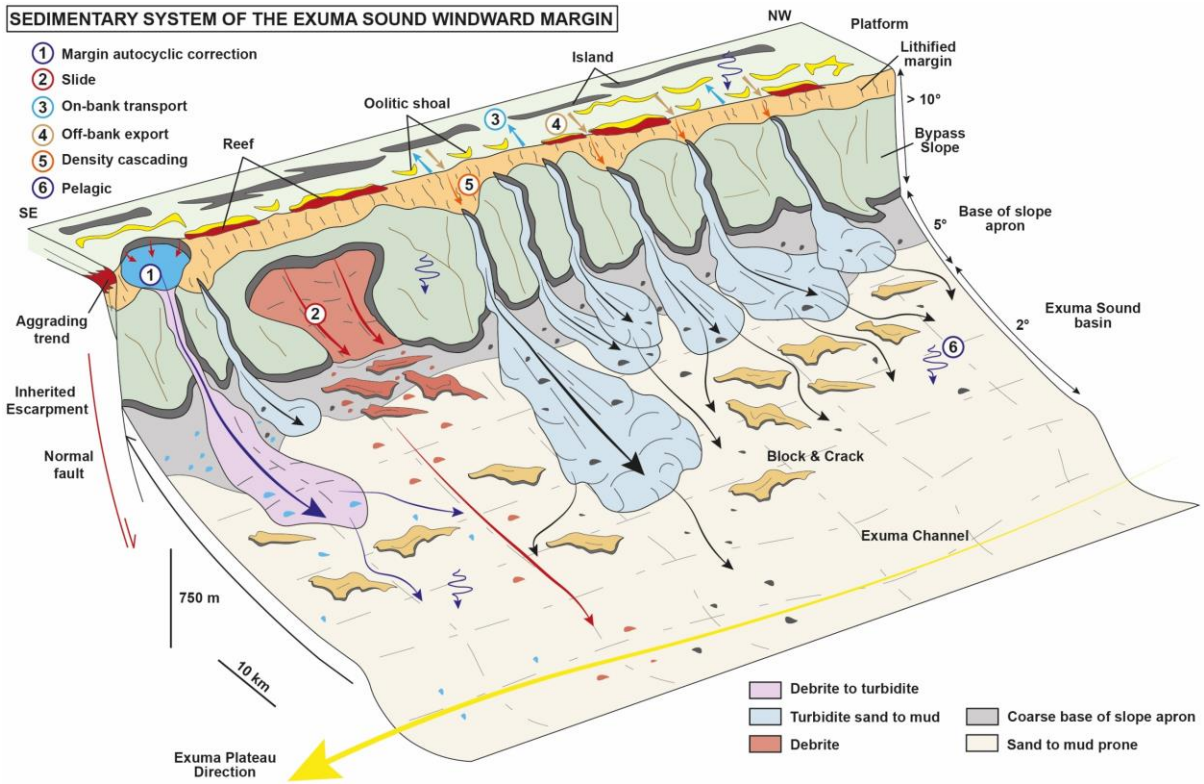


Figure 8.1. Modèle de la dynamique sédimentaire récente de la marge au vent d'Exuma Sound (GBB). Le modèle montre le lien étroit entre les facteurs de contrôle impactant la production sur la plateforme, l'export, ainsi que la réponse stratigraphique au éléments hérités.

2. Le système d'Exuma Plateau et son chenal : L'étude de la répartition spatiale des faciès sur la plateforme ainsi que des données bathymétriques, de réflectivité, de sismique très haute résolution et de carottes sédimentaires ont permis de mettre en évidence quatre domaines sédimentaires.

1. La zone de plateforme du système d'Exuma Plateau est de type barrée en raison de la présence de l'île de Long Island qui ne laisse qu'un très fin liseré de quelques centaines de mètres où la production de plateforme est possible car elle plonge ensuite directement avec de forte valeurs d'angle (**Figure 8.2**). Cette caractéristique réduit grandement les volumes qui sont produits sur cette zone et par conséquent les volumes qui en sont exportés. Au sein de cette plateforme, la quasi-totalité de la production est réalisée de l'autre côté de l'île de Long Island avec des faciès fins de plateforme interne. À l'actuel, aucune communication entre la plateforme interne protégée par l'île de Long Island et la zone externe en lien avec la pente du plateau d'Exuma n'est possible.

2. La pente est caractérisée par de forts angles, supérieurs à 10°, et sujette au *bypass* comme en témoigne les quelques ravines. À l'actuel, peu d'export a lieu depuis la plateforme du fait de sa géométrie (**Figure 8.2**). Le budget sédimentaire est donc faible. L'important creusement de certaines ravines témoigne de la forte activité gravitaire antérieure, suggérant que la géométrie et la réparation des faciès sur les plateformes changent dans le temps.

3. Le Plateau d'Exuma est présent des deux côtés du chenal qui l'incise. Ce plateau est incisé par peu de chenaux provenant de la pente et allant vers le chenal (**Figure 8.2**). Certain de ces chenaux présentent d'importante levées. Les évènements gravitaires sont principalement boueux comme en témoigne les faciès des carottes sédimentaires. La zone de plateau à proprement dit, est caractérisée par une très faible pente, inférieure à 0,5°, où la sédimentation est principalement pélagique.

4. Le chenal d'Exuma incise le plateau sur des profondeurs de 300 à 400 m (Recouvreur, 2017). Cette incision est le produit de l'érosion par des écoulements gravitaires (**Figure 8.2**). Ce chenal canalise également l'ensemble des écoulements gravitaires provenant de la zone amont d'Exuma Sound et du Plateau.

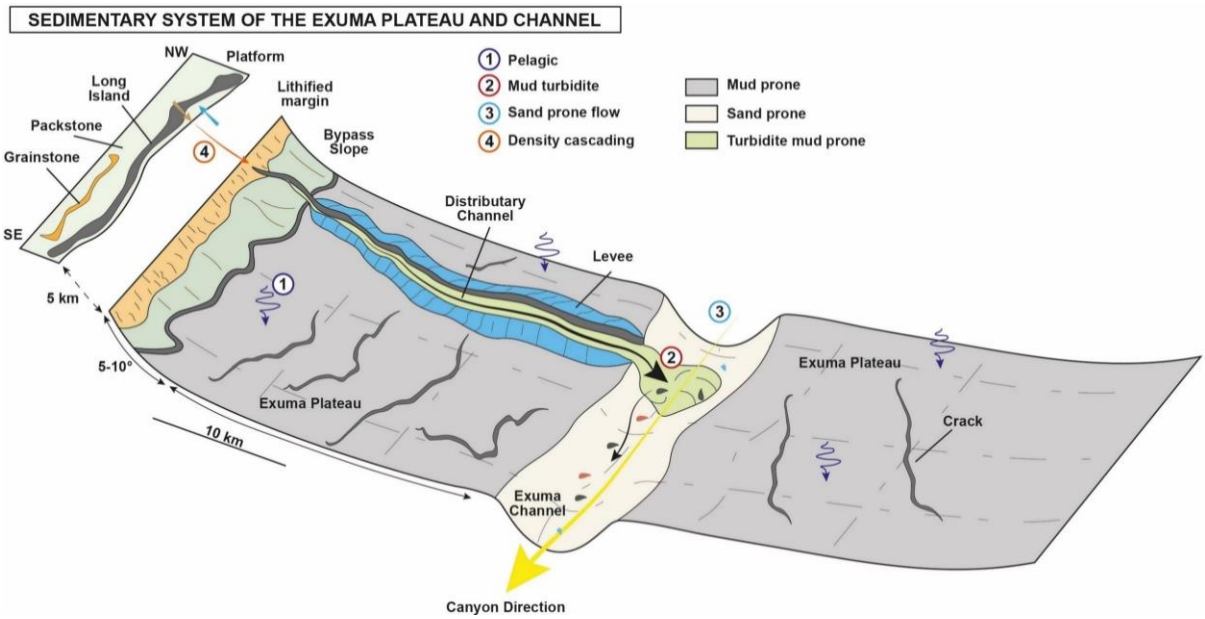


Figure 8.2. Modèle de la dynamique sédimentaire récente du Plateau d'Exuma et du Chenal d'Exuma (GBB). Le modèle montre le lien étroit entre les facteurs de contrôle impactant la production sur la plateforme, l'export ainsi que la réponse stratigraphique au facteur hérités.

3. Le système du Canyon de Samana et de la plaine abyssale de San Salvador : Dans ce système, trois zones très différentes d'un point de vue morphologique et des processus sédimentaires sont considérées.

1. Le Blake Bahama Escarpement représente un escarpement de plus de 3000 m de hauteur avec des pentes supérieures à 40° (**Figure 8.3**). Cet escarpement est sujet à des effondrements comme en témoignent les débrites présente à sa base. Il joue le rôle de barrière entre le domaine océanique atlantique et les Bahamas, en dirigeant le courant profond du WBUC.

2. Le Canyon qui caractérise la jonction des canyons de Crooked et de Samana, dans lequel transitent l'ensemble des écoulements gravitaires (**Figure 8.3**).

3. La plaine abyssale qui est le lieu de nombreux processus sédimentaires. Au débouché du canyon, le chenal de Samana qui le prolonge est le siège de nombreux évènements turbiditiques sableux, principalement en période haut niveau marin. Ses bordures montrent des *sediment waves* issue du dépôt des particules fines lors du passage d'un événement gravitaire (**Figure 8.3**). Au nord du chenal de

Samana, le système de lobe distal de la plaine abyssale de San Salvador est présent sur plus de 1500 km^2. Ce relief convexe typique est affecté par des *sediment waves* et des chenaux observés à plus de 30 km de l'embouchure du canyon, témoignant de l'importance significative des évènements gravitaires. Une décroissance de la fraction sableuse est enregistrée entre la partie proximale et distale du lobe. La zone à l'extrême nord, montre un *drift* contouritique en provenance du nord qui *onlap* le Blake Bahama Escarpement. Une interdigitation entre débrites issue de la déstabilisation de l'escarpement et dépôts contouritiques est visible à cet endroit. Des *sediment waves* sont également présentes sur le fond marin en lien avec l'activité du système contouritique. La question de la remobilisation des particules fines transportées par les écoulements gravitaires par le courant de contour n'est pas élucidée, mais il est très probable que cela représente une fraction non négligeable.

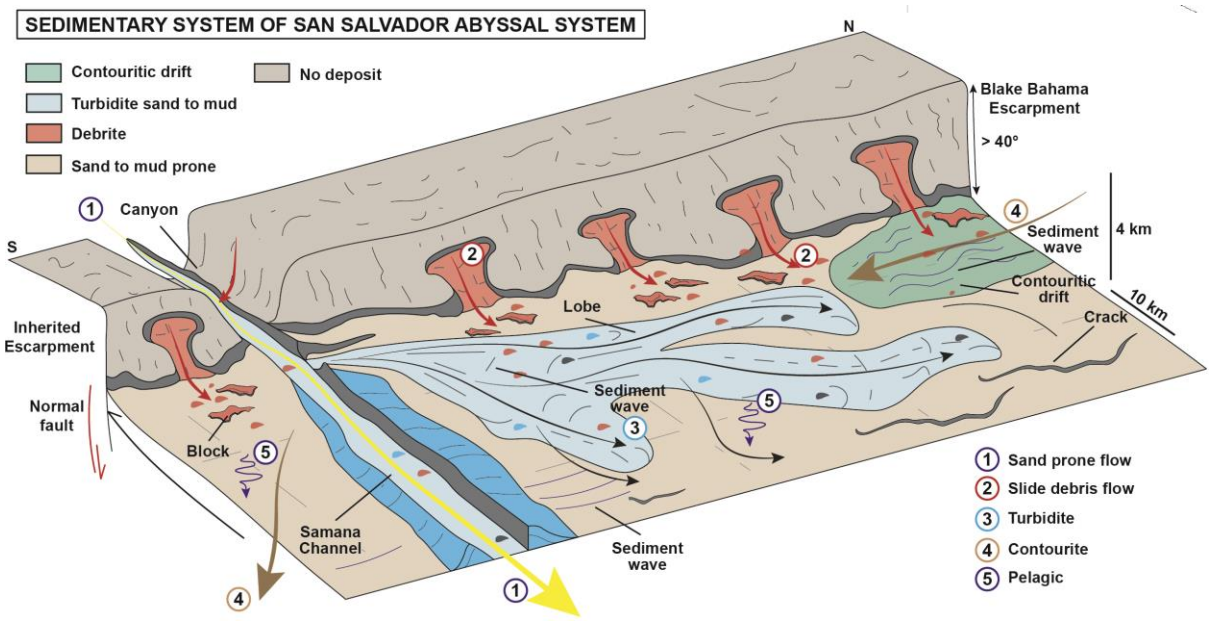


Figure 8.3. Modèle de la dynamique sédimentaire récente du système de la plaine abyssale de San Salvador montrant le lien entre l'héritage structural et la répartition des faciès sédimentaires.

4. Synthèse du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador : L'étude des processus sédimentaires depuis la plateforme bordant Exuma Sound jusqu'au système distal de la plaine abyssale de San Salvador a démontré que les systèmes carbonatés sont affectés par de multiples processus. Dans ce travail, huit processus sont mis en avant (**Figure 8.4**). La description de ces processus sera faite depuis les bathymétries les plus faibles vers le plus profondes.

Le système de **plateforme au vent d'Exuma Sound** est affecté par les courants de marée et tidaux circulant sur la plateforme en période de haut niveau marin, remobilisant les sédiments et par conséquent modelant la géométrie et la répartition des corps sédimentaire peu profonds, comme par exemple les *shoals* oolithiques. Ce type de processus a le pouvoir de déplacer les sédiments vers la plateforme interne *on-bank transport*, mais aussi vers la plateforme externe *off-bank transport*. Le paroxysme du processus *off-bank transport* est atteint quand il se produit un événement gravitaire de type *density cascading*. Ce type de processus empreinte en *bypass* les ravines présentes sur l'ensemble des pentes du système (**Figure 8.4**).

Le *bypass* sédimentaire de l'ensemble des pentes est la résultante de six causes : **(a)** l'héritage structural provenant de l'ouverture de l'Atlantique Nord formant un système en horsts et grabens, **(b)** une tendance presque exclusivement en aggradation des plateformes sur les hauts structuraux (horsts) depuis le Jurassique, pérennisant ainsi de forts angles de pente et donc un *bypass*. La tendance est presque exclusivement en aggradation car il est probable que la topographie jurassique initiale avait déjà des reliefs avec d'importants angles et n'offrait pas de possibilité de progradation. **(c)** la position relative au vent induisant une réponse morphologique formant de forts angles de pente. **(d)** les processus

sédimentaires de type *density cascading* qui déchargent la marge de la plateforme de sédiment et utilisent et entretiennent les ravines sur la pente. **(e)** les évènements de correction autocyclique de la marge qui sont le produit d'une suraccumulation de sédiments sur la marge entrainant son effondrement, et donc le maintien de son angle. Les deux processus sédimentaires de type *density cascading* et correction autocyclique de la marge ont lieu en période de haut niveau marin quand la production carbonatée est maximale. **(f)** les évènements de type *slides* qui se produisent sur la pente entrainent aussi le maintien de son angle par une soustraction de matériel (**Figure 8.4**).

Une ségrégation du type de matériel (squelettique et non squelettique) qui est exporté est possible dans le temps en fonction du niveau marin. La récurrence de certains des évènements gravitaires est aussi en lien avec le niveau marin et peut donc aussi être discrétiser dans le temps.

Les périodes de **haut niveau marin marin** sont propices aux évènements de type *density cascading* et de correction autocyclique de la marge. Ces événements de type density cascading ont une part importante de matériel non-squelettique provenant de la production interne de la plateforme. La production squelettique est localisée sur la marge de la plateforme indiquant que les événements de type correction autocyclique peuvent avoir une proportion de grain squelettique plus importante que les évènements de *density cascading*. En période de bas niveau marin, aucun évènement de ce type n'a lieu car la production sur la plateforme est nulle. Au contraire, aucune discrétisation temporelle n'est possible pour les événements de types slides car ces derniers ne sont pas sous l'influence de la production instantané et donc des variations du niveau marin.

À l'actuel la zone de la plateforme qui nous intéresse est sous un maximum de 6 m d'eau. La totalité de la bathymétrie de la plateforme du GBB n'excède pas 10 m. La transgression Holocène est l'une des plus importante du Quaternaire ce qui indique que l'ensemble du GBB était émergé pendant presque la totalité de cette période n'entrainant que de courtes phases de production en particulier pour la plateforme interne. Cette constatation indique que l'image actuelle des Bahamas pratiquement entièrement immergé est représentative que de très courte période du Quaternaire.

La production, l'export et la morphologie des Bahamas en relation avec le niveau marin depuis le Quaternaire, indiquent que la totalité de l'enregistrement sédimentaire sur la plateforme correspond à une durée extrêmement courte, montrant explicitement que l'enregistrement sédimentaire sur la plateforme est discontinu dans le temps. L'enregistrement sédimentaire au sein des zones distales, est continu dans le temps grâce à la production pélagique qui l'est également, alors que l'enregistrement des évènements gravitaires est au contraire interdigité et chaotique et ne corresponds que à de courte période temporelle.

La zone du **Plateau d'Exuma** est caractérisée par un environnement n'enregistrant que très peu d'événements gravitaires à l'actuel. Ceci est le résultat d'une petite aire de production sur la plateforme de Long Island en connexion avec la zone de pente et de plateau. Mais des ravines sur la pente et de chenaux levées sur le plateau témoignent que l'activité gravitaire a été importante dans le passé, notamment du *density cascading*. Les sédiments empruntant ces ravines et chenaux se déversent directement dans le chenal d'Exuma qui est le siège d'écoulements turbiditiques. Les fortes pentes en amont du plateau sont aussi liées à l'héritage structural. Les écoulements *bypass* cette pente avant d'arriver sur le plateau de très faible pente où la sédimentation pélagique domine.

La morphologie du **chenal d'Exuma** ayant une pente moyenne de 0,2° sur 144 km, est la combinaison des facteurs suivants : **(a)** depuis la mise en place du système gravitaire d'Exuma cette zone d'écoulement préférentiel est en lien avec l'héritage structurale formant un bas topographique par la présence de faille normal parallèle à la plateforme, **(b)** le passage successif d'écoulements gravitaires de type turbiditiques l'incise au fur et à mesure, **(c)** l'aggradation du plateau d'Exuma *via* la sédimentation notamment pélagique accentue la morphologie de chenal.

Le chenal d'Exuma débouche sur le canyon de Samana par une chute bathymétrique de plus de 1000 m avec des angles de plus 45° conférant une morphologie d'escarpement. Ces abrupts génèrent un resaut hydraulique au sein des écoulements.

A la confluence des deux canyons (Samana et Crooked) se développe la plaine abyssale de **San Salvador** dont la morphologie et les processus sont aussi liés à l'héritage structural. Il est caractérisé par le **Blake Bahama Escarpment** qui délimite géographiquement la zone Bahamienne et abyssale atlantique. Cet escarpement est caractérisé par un dénivelé de plus de 4000 m avec des pentes de 40° ce qui forme une frontière franche entre ces deux domaines. Il est impossible d'envisager une aggradation verticale carbonatée de plus de 4000 m ayant ce type d'angle de pente sans une contribution structurale. Le Blake Bahama Escarpment est probablement mis en place sur la faille bordière issue de l'ouverture de l'Atlantique Nord et formant la marge conjuguée de la zone Guinée - Sénégal.

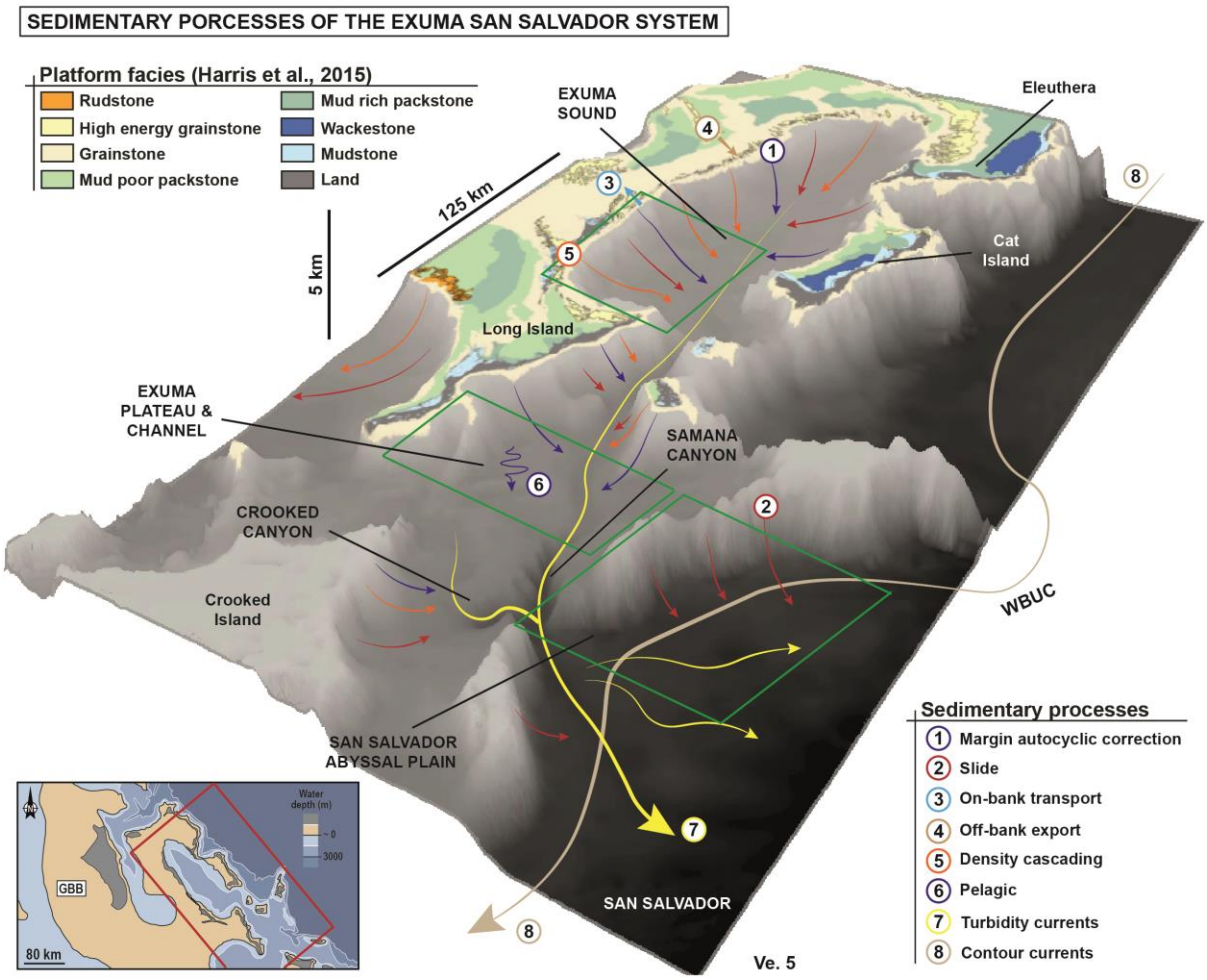


Figure 8.4. Synthèse des processus sédimentaire du système d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador en lien avec la répartition des faciès sur la plateforme (Harris et al., 2015) et la bathymétrie - topographie actuelle. Les trois blocs 3D précédent sont reportées en vert sur la figure.

Au sein du **système de la plaine abyssale de San Salvador**, les turbidites provenant des zones amonts suivent deux directions préférentielles : **(a)** vers l'est, en continuité du canyon de Samana, son chenal se prolonge au sein de la plaine abyssale atlantique où des turbiditiques bien classées et grossières sont présentes à plus de 50 km de l'embouchure du canyon, formant des systèmes de chenaux levées de plus de 100 de haut et de plus de 5 km de large, **(b)** vers le Nord-Est se déposent des turbidites bien classées et grossières sous la forme d'un lobe carbonaté géant de plus de 1500 km^2. Au sein de ce lobe, un gradient granulométrique est présent des zones proximales aux zones distales. Les dépôts sableux du lobe géant sont interdigités avec des débrites en provenance de l'effondrement du Blake

Bahama Escarpment. Cette alternance entre dépôts turbiditiques et débrites forme un *layer cake* au sein du lobe. Dans ce travail, il est mis en avant que les écoulements gravitaires turbiditiques qui sont présent au sein du lobe de la plaine abyssale de San Salvador sont déposés en période de haut niveau marin, démontrant encore le lien génétique entre les variations du niveau marin et la génération des évènements gravitaire de type *density cascading* et de correction autocyclique de la marge. La zone de plaine abyssale de San Salvador est affectée par le courant profond du WBUC en provenance du nord qui dépose des sédiments sous la forme d'un *drift* en *onlap* sur l'escarpement au nord de la zone d'étude. Ce *drift* est aussi interdigité par les débrites en provenance de l'escarpement. La question de la remobilisation par le courant du WBUC des particules fines présentes au sein du lobe de la plaine distal de San Salvador est fortement probable mais n'a pas été quantifié.

8.1.2 - Évolution stratigraphique et morphologique des marges au vent et sous le vent du Néogène au Quaternaire en lien avec différents facteurs de contrôles

La comparaison de l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent du grand banc des Bahamas a permis d'identifier sept séquences (**Figure 8.5**) qui sont corrélées depuis la plateforme d'après une synthèse stratigraphique à haute résolution de l'ensemble des puits (**Tableau 5.1**) et l'interprétation sismique de la zone d'Exuma - Plaine Abyssale de San Salvador. Ces séquences du 3ème ou 4ème ordre sont calibrées stratigraphiquement par de multiples méthodes depuis la base de Tortonien.

(a) Pour les puits du Leg ODP 166 situés sur la pente de la marge sous le vent, nous avons utilisé les foraminifères planctoniques, les nannofossiles (Eberli et al., 1997a), mais aussi d'autres approches basées sur les isotopes $\delta^{18}O$, la taille des grains et la diffraction des rayons X, la datation U/Th (Rendle et al., 2000). **(b)** Pour les puits du Leg ODP 101 situés sur la pente au vent d'Exuma Sound, les foraminifères planctoniques, les nannofossiles et les variations en aragonite ont été utilisées, mais aussi une approche proposée par Reijmer et al. (2012) portant sur les variations de la composition des calciturbidites et calcidébrites depuis la base du MIS 23. **(c)** Pour les puits BDP situés, sur la plateforme, nous avons utilisé les nannofossiles, les foraminifères, l'isotope du strontium et la magnétostratigraphie (McNeill et al., 2001).

La corrélation stratigraphique et faciologique haute résolution des marges au vent et sous le vent en lien avec la plateforme jamais réalisé à ce jour, a permis d'établir l'architecture stratigraphique régionale du GBB depuis le Tortonien.

L'interprétation sismique du système d'Exuma / Plaine Abyssale de San Salvador et la réalisation de cartes isopaques et d'environnement de dépôt du système, combinée aux descriptions des faciès des puits du Leg 101 (Austin et al., 1986), ont permis de caractériser la morphologie et l'architecture stratigraphique de ce système. La comparaison des résultats provenant de la corrélation haute résolution des puits avec les nouvelles données issues de l'interprétation sismique et avec les résultats de la marge sous le vent de Principaud (2015), a permis de distinguer sept étapes de l'évolution stratigraphique depuis le Tortonien.

1. Le Tortonien (11.6 - 7.2 Ma) : Les données sur la plateforme ne sont pas présentes depuis la base du Tortonien car les puits s'arrêtent avant. Le puits Unda montre une limite franche des facies à 9.1 Ma passant de faciès de type squelettique, récifaux à péloïdaux. Cette limite faciologique se matérialise sur la pente et le bassin sous le vent par le passage d'une sédimentation grossière intercalant des *grainstone* avec du *packstone* au puits 1003 sur la pente, à une sédimentation purement pélagique avec une diminution notable du taux de sédimentation.

La marge sous le vent est caractérisée au Tortonien par un talus de faible pente, < 4°, qui est attaché à la plateforme avec une morphologie aggradante et progradante (> 4 km environ 1 km/Ma). L'activité de type MTC matérialisée par des effondrements géants, > 25*60 km (Principaud 2015). La marge sous le vent présente des prismes marginaux qui se mettent en place sous la forme de clinoformes qui progradent avec des angles plus forts, car remplissant les dépressions issues des arrachements de pente (Principaud 2015). En plus des MTC, la sédimentation est principalement boueuse, avec des taux diminuant vers le sommet en passant d'environ 110 m/Ma sur l'intervalle 11,6/9,1 Ma a 10 m/Ma sur l'intervalle 9,1/7,2 Ma. L'appareil contouritique est déjà présent avec une mise en place au Langhien. La marge sous le vent du GBB est donc le siège d'une grande diversité de processus sédimentaire mettant en interaction des dépôts contouritiques, brèches, blocs, olistholites, débrites et dépôts boueux. La morphologie de cette marge est de type **1 : Attached system - Aggrading prograding - Low-slope angle - Mud dominated** (**Figure 8.5**).

Remarque : La mise en place de *drifts* contouritiques dans le Florida Straits durant le Langhien est en lien avec la réorganisation océanographique globale et les changements climatiques importants dans

l'hémisphère nord. La fermeture du CAS (Central American Seaway) entre 15 et 2,7 Ma explique cela par une intensification de la circulation des eaux dans le Golfe du Mexique et la mise en place de la circulation actuelle *via* le Florida Straits pour former le Gulf Stream (Steph et al., 2006). Cette composante tectono-eustatiques joue donc un rôle majeur sur le *drift* de Santaren. Ces changements océanographique et climatique ont un rôle prédominant sur la production carbonatée. Après le Langhien, la production carbonatée est donc affectée par deux grands facteurs, glacio-eustatiques et tectono-eustatiques.

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Tortonien par un système en aggradation avec des angles de pente > 10°. La connexion entre la plateforme et les dépôts de pente est hypothétique. Le bassin d'Exuma Sound présente un hiatus sédimentaire de 11,6 à 9,1 Ma dans les zones plus distales. Après 9,1 Ma, l'export est principalement granulaire de type *grainstone* avec une forte part de particules squelettiques, en interdigitation avec des faciès pélagiques montrant un taux de sédimentation de 72 m/Ma. La morphologie de cette marge est de type **5 : Attached system - Aggrading, low progradation - High slope angle - Grain dominated** (**Figure 8.5**).

2. Le Messinien (7.2 - 5.3 Ma) : Sur la plateforme, la production de type squelettique et récifal reprend en base du Messinien (**Figure 8.5**). Le sommet de l'intervalle Messinien est caractérisé par une longue période de hiatus sédimentaire (plus de 1,2 Ma) (Eberli et al., 1997b), exposant la plateforme et sa marge supérieure à l'érosion météoritique. Ceci implique que durant le Messinien, la plateforme n'a été immergé que sur de courte durée de temps, impactant donc la production (les taux de préservation sont de 41 m/Ma sur cet intervalle) et donc l'export distal. Cette période de hiatus est associée au début de l'expansion de la calotte glaciaire de l'Antarctique et à une baisse du niveau marin (Kenter et al., 2001).

La marge sous le vent est caractérisée au Messinien par un talus de faible pente, toujours inférieur à 4°, qui est détaché de la plateforme en certains points, et affecté par des sillions d'érosion sur la pente supérieure avec une plateforme est en rétrogradation. Ces caractéristiques morphologiques sont potentiellement le résultat de l'érosion en sommet du Messinien après la longue période de bas niveau marin affectant la marge supérieure. En conséquence, l'export distal est très faible même si la base du Messinien n'est pas clairement définie. Les taux de sédimentation sont de l'ordre de 10 m/Ma et caractérisés par des sédiments de type *ooze*. L'appareil contouritique est lui toujours en activité. La morphologie de cette marge est de type **2 : Detached system - Aggrading - Backstep - Low-slope angle - Mud dominated** (**Figure 8.5**).

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Messinien par un système aggradant toujours avec de forte pente > 10°. Les dépôts du bassin sont en *onlap* sur la pente, déconnectant donc le système de la plateforme et de bassin. La sédimentation distale est de type *ooze* avec de faible taux de sédimentation (< 10 m/Ma). La morphologie de cette marge est de type **6 : Detached system - Aggrading - High-slope angle - Mud dominated** (**Figure 8.5**).

Remarque : Bien que les périodes de production sur la plateforme soient réduites dans le temps, les périodes durant lesquelles la plateforme est immergée des faciès de type squelettique et récifaux sont produits. Un export granulaire est attendu sur les deux marges, or une extrêmement faible part d'apport granulaire est présente.

3. Le Pliocène Inférieur (5.3 - 3.6 Ma) : La production reprend sur la plateforme durant le Pliocène inférieur caractérisé au puits Unda par une sédimentation péloïdale de *packstone* à *grainstone.* Le taux de préservation sur la plateforme est assez faible de l'ordre de 26 m/Ma (**Figure 8.5**). La reprise de la production est en lien avec la remontée du niveau marin et l'ennoiement de la plateforme.

La marge sous le vent est caractérisée au Pliocène inférieur par un important taux de sédimentation, de l'ordre de 90 m/Ma. La sédimentation est essentiellement de type *wackstone* et *ooze*.

La morphologie est de type **1 : Attached system - Aggrading prograding - Low-slope angle - Mud dominated** (**Figure 8.5**).

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Pliocène inférieur par un export distal presque essentiellement constituée de débrites avec un taux de sédimentation de l'ordre de 24 m/Ma. Comme au Messinien, les dépôts sont en onlap sur la pente caractéristique de la morphologie de type **7 : Detached system - Aggrading - High-slope angle - Debrite dominated** (**Figure 8.5**).

Remarque : Le Pliocène inférieur montre deux marges ayant des processus sédimentaires très différents. La marge sous le vent exporte de la boue de façon récurrente sous forme de *density cascading* en période de haut niveau marin, alors que la marge au vent exporte presque uniquement des débrites par un processus autocyclique d'équilibrage de la pente supérieure.

4. Le Pliocène Supérieur (3.7 - 2.58 Ma) : Sur la plateforme, la production est de type péloïdale, caractérisée par des *packstones* et de rares *grainstones*. Aucune trace de production squelettique n'est retrouvée sur cet intervalle (Kenter et al., 2001). Le régime eustatique est constitué de cycles de courte période, inférieurs à 41 kyr, et d'amplitude moyenne inférieure à 60 m. Ce régime eustatique et ce type de production préservent 47 m/Ma de sédiments sur la plateforme au puits Unda (**Figure 8.5**). Le Pliocène supérieur est marqué par un événement majeur paléocéanographique caractérisé par la glaciation de l'hémisphère nord en lien avec la fermeture de l'isthme de Panama (~2.5/3 Ma), qui a induit une augmentation du transfert d'eaux plus salées et plus chaudes vers les pôles (Bartoli et al., 2005). Le réchauffement qui est associé à la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord et le renforcement de l'apport d'humidité aux hautes latitudes septentrionales ont entraîné la formation de la glaciation de l'hémisphère nord, aboutissant au grand accident climatique à 2,74 Ma (Bartoli et al., 2005).

La marge sous le vent est caractérisée au Pliocène supérieur par un talus de faible pente d'environ 4° (Betzler et al., 1999). L'impact du courant de contour en pied de pente s'intensifie, ce qui est visible par le hiatus sédimentaire *moat* au puits 1007, et l'aggradation verticale de plus de 200 m du *drift* au puits 1006, qui progresse vers le pied de pente sous la forme d'*onlap* successifs. L'intensification du courant de contour est possiblement reliée à la fermeture du CAS qui intensifie la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord. La pente est caractérisée par un très faible taux de sédimentation inférieur à 20 m/Ma de faciès boueux. Le faible taux d'export depuis la plateforme et l'intensification du courant de contour modélisent la morphologie de la marge prenant un profil de type **2 : Detached system - Low slope angle - Mud dominated** (**Figure 8.5**)**.**

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Pliocène supérieur par la croissance du prisme. Ce prisme accumule 25 m de sédiments durant le Pliocène supérieur, est composé d'*ooze* avec des *floatstones* et *rudstones* en interdigitation. Le pied de pente de l'escarpement est toujours en *bypass* visible au puits 633. La sédimentation distale *onlap* la surface basale et est composée de sédiments de type *ooze* avec de rares turbidites au puits 632 qui enregistre 7 m de sédimentation. La dynamique sédimentaire préserve sur la plateforme et exporte peu, ce qui provoque des bassins de type affamé. Aucun changement d'architecture n'a lieu durant le Pliocène inférieur, conférant un système ayant comme géométrie **7 : Detached system - Aggrading - High-slope angle - Starved basin** (**Figure 8.5**).

Remarque: Le Pliocène supérieur montre une plateforme qui exporte extrêmement peu de sa production péloïdale. Il est possible que l'hydrodynamisme sur la plateforme soit faible, ne provoquant ainsi que très peu d'export. L'intensification du courant de contour en pied de pente de la marge sous le vent modélise fortement sa géométrie en créant un *drift* de 200 m de hauteur durant le Pliocène supérieur et un *moat* en pied de pente. Ce *moat* sera par la suite le réceptacle de l'export pléistocène de la plateforme.

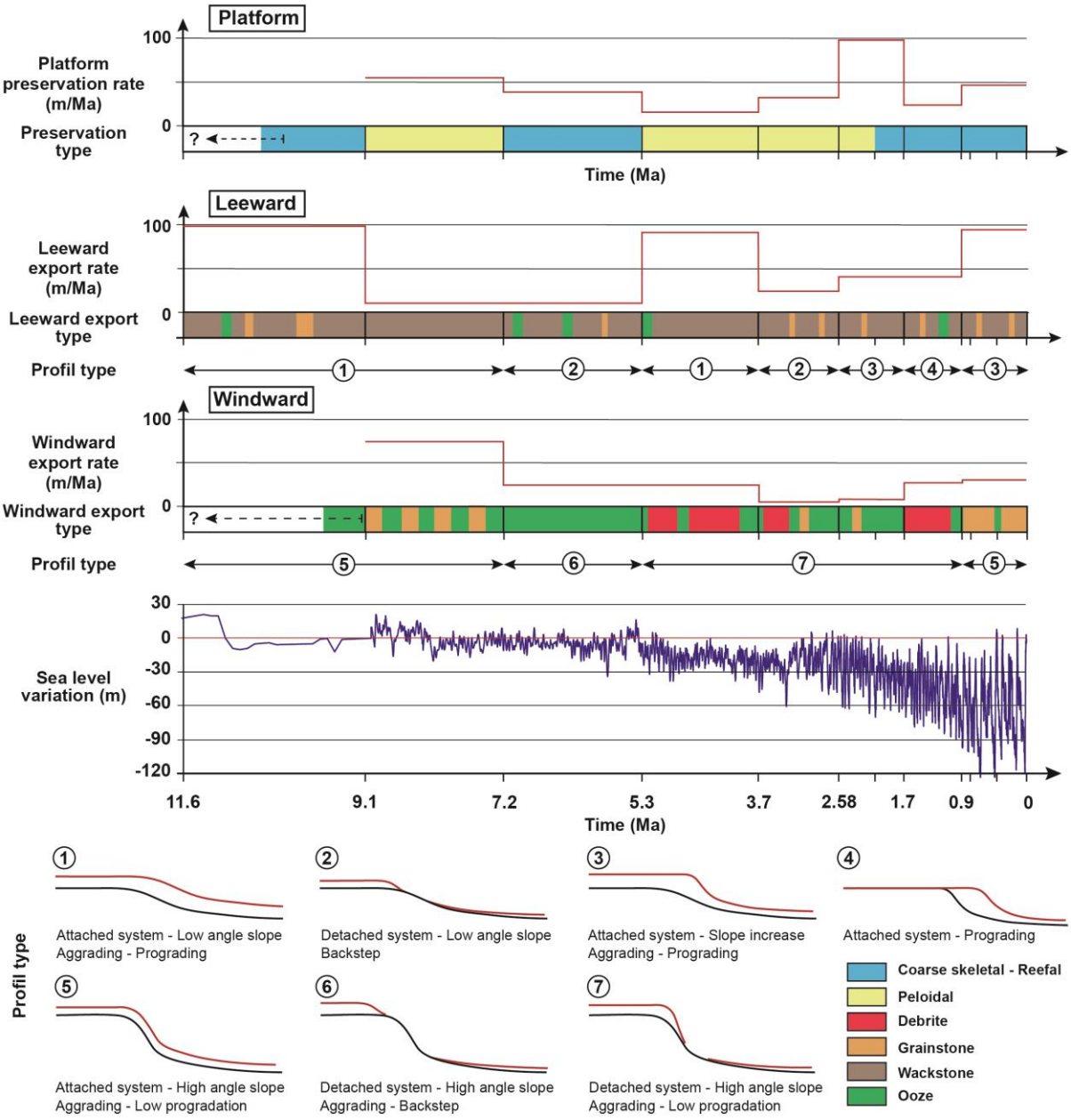


Figure 8.5. Synthèse de l'évolution stratigraphique et morphologique des marges au vent et sous le vent du GBB en lien avec la production et les variations du niveau marin (Miller et al., 2011).

5. Le Pléistocène inférieur (2,58 - 1,7 Ma) : Sur la plateforme, la production est caractérisée par une aggradation verticale de plus de 100 m/Ma au puits Unda. Le type de production change drastiquement à 2,1 Ma, passant d'une production péloïdale (*packstone* et *grainstone*) à une production coralienne (*floatstone*) avec ses *patch reef* en bordure de plateforme (**Figure 8.5**).

La marge sous le vent est caractérisée au Pléistocène inférieur par une évolution du profil de pente en réponse au changement de production carbonatée, passant d'une rampe progradante avec des angles d'environ 4°, riche en sédiments péloïdaux, à une plateforme aggradante associé à une augmentation des angles de pente. D'importantes déstabilisations de pente ont lieu durant le Pléistocène inférieur, comme en témoigne le puits 1007 qui est entièrement constitué de débrites. L'export augmente en comparaison avec le Pliocène supérieur, avec des taux moyens sur la pente d'environ 30 à 40 m/Ma. Les faciès qui sont retrouvés sur la pente montrent une augmentation de granulométrie, passant de *mudstone* à *wackstone-grainstone*. Ce qui est probablement lié au changement de producteur sur la plateforme. De plus, le courant de contour est toujours actif et a probablement un rôle important sur la

géométrie de la pente. Le changement de producteur et par conséquent du type d'export qui devient plus grossier ainsi que l'action du courant de contour sont les deux facteurs expliquant l'augmentation de l'angle de pente. La morphologie de la marge sous le vent est de type **3 : Attached system - Slope angle increase - Aggrading - Prograding** (**Figure 8.5**).

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Pléistocène inférieur par une faible accumulation sur la pente et dans le bassin, les taux sont inférieurs à 5 m/Ma. La pente inférieure fonctionne toujours en *bypass*. Le bassin est caractérisé par un hiatus sédimentaire au puits 633 et de rares turbidites au puits 632. La position au vent est probablement responsable de ce faible export, avec une remobilisation préférentielle des sédiments péloïdaux vers l'intérieur de la plateforme et vers la marge sous le vent de TOTO. Aucun changement d'architecture n'a lieu durant le Pléistocène inférieur, conférant un système ayant comme géométrie **7 : Detached system - Aggrading - High-slope angle - Starved basin** (**Figure 8.5**).

6. Le Pléistocène Moyen (1.7 - 0.9 Ma) : Est caractérisé sur la plateforme par deux régimes très différents. La plateforme interne du puits Unda montre un taux de préservation extrêmement faible, inférieur à 3 m/Ma, alors que le puits Clino montre un taux de préservation d'environ 40 m/Ma (**Figure 8.5**). Les sédiments préservés au puits Clino montrent une sédimentation récifale assez grossière, squelettique (*floatstone - grainstone*). Le régime eustatique du Pléistocène moyen montre des cycles de longue période (supérieurs à 41 kyr) et d'amplitude relativement importante pouvant atteindre 90 m. Cela explique que pendant le Pléistocène moyen, la plateforme interne est très rarement ennoyée, expliquant la faible valeur de préservation. Cela explique également la mise en place d'un prisme de bas niveau en *onlap* sur la paléo-pente constitué de sédiments récifaux au puits Clino.

La marge sous le vent est caractérisée au Pléistocène moyen par une augmentation des angles de pente et une sédimentation dominée par des *wackstones* à *packstones* avec des *floatstones* rares. Le taux de sédimentation est stable en comparaison avec le Pléistocène inférieur. La mise en place de cycles eustatiques de longue période (supérieurs à 41 kyr) et d'amplitude relativement importante forme un système quasiment en pure progradation de type **4 : Attached system - Prograding** (**Figure 8.5**).

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Pléistocène moyen par une nette augmentation de l'export. La sédimentation dans le bassin est dominée par des débrites en base de séquence et des turbidites sur le reste de l'intervalle en interdigitation avec la sédimentation pélagique. Les taux de sédimentation augmentent drastiquement en comparaison avec le Pléistocène inférieur. La géométrie du système est invariante et est toujours du type **7 : Detached system - Aggrading - High-slope angle** (**Figure 8.5**).

7. Le Pléistocène supérieur (0,9 - 0 Ma) : Sur la plateforme, la sédimentation est récifale et squelettique, comme au Pléistocène moyen. Le taux de préservation augmente, passant d'environ 20-25 m/Ma à environ 40-45 m/Ma en comparaison avec le Pléistocène moyen (**Figure 8.5**). Le régime de progradation antérieur évolue vers un régime d'aggradation. Ceci est associé au passage de cycles eustatiques de 0,1 Ma, avec des amplitudes beaucoup plus importantes. La plateforme est rarement ennoyée, laissant un espace disponible relativement important lors de chaque *highstand*.

La marge sous le vent au Pléistocène supérieur est lithifiée avec des angles supérieurs à 45° pour des bathymétries n'excédant pas 140-180 m. Au pied de cet escarpement, le système de *plunge pool* est le résultat du ressaut hydraulique des courants de densité provenant de l'export de la plateforme. Passé ce *plunge pool*, le réseau d'incision canalise les écoulements gravitaires. L'export depuis la plateforme s'intensifie, atteignant un taux moyen proche de 100 m/Ma (**Figure 8.5**). La morphologie de la marge sous le vent est de type **3 : Attached system - Slope angle increase - Aggrading - Prograding**.

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée au Pléistocène supérieur par une augmentation de l'export atteignant environ 35 m/Ma, composé de turbidites et de rares débrites. La pente est affectée par de nombreux chenaux qui l'incisent, étant le siège d'écoulement gravitaire. La connexion entre la plateforme est possible, conférant un système de type **5 : Attached system - Aggrading, low progradation - High slope angle - Grain dominated** (**Figure 8.5**).

8.1.3 - Quantification de la production carbonatée de la marge sous le vent et de la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB

La quantification de la production carbonatée et l'étude de la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB suivant certains facteurs est passée par la réalisation et l'analyse de plus de 200 modèles de modélisation stratigraphique basée processus.

1. Quantification de la production carbonatée :

La quantification de la production carbonatée de la marge au vent d'Exuma Sound depuis la base du Tortonien a montré que les taux de production sont très variables dans le temps. Le système d'Exuma Sound présente une morphologie héritée caractérisée par une zone de production de petite taille en comparaison à la marge sous le vent du GBB, et un angle de pente de 11° sur plus de 1500 m de bathymétrie. Il en résulte un escarpement qui fonctionne principalement en *bypass* avec des dépôts grossier en pied de pente. Ce système correspond au modèle *Base of slope* (Mullins & Cook 1986) et *Inherited escarpment margin - Grain to debris dominated* (Playton et al., 2010). La petite zone de production et la morphologie en escarpement rendent ce système extrêmement sensible aux variations du niveau marin. Cette étude permet d'aboutir à trois conclusions :

1. La production carbonatée est limitée sur des périodes plus ou moins brèves qui sont contrôlées par les variations eustatiques. Deux tendances eustatiques distincts sont discutées (**Figure 8.6**) : **(a)** Anté-Pléistocène, les variations du niveau marin sont de faible amplitude et sur de courte période temporelle. Ce type de régime eustatique offre donc des périodes d'ennoiement de la plateforme récurrentes dans le temps, mais avec de faible espace disponible, associé à de faibles bilans de production carbonatée. **(b)** Syn-Pléistocène, la tendance eustatique change, avec la mise en place des cycles de 0.1 Ma ayant des amplitudes de plus de 100 m. Ce type de régime explique les longues périodes d'émersion et courtes périodes d'ennoiement. Lors des périodes de bas niveau, les volumes produits sont très faibles car la production est limitée à la zone de pente. Lors de ces phases, des prismes de bas niveau sont développés. À l'inverse, lors des phases de haut niveau, de larges espaces sont disponibles sur la plateforme et d'importants volumes et bilans de productions en résultent. Les régimes les plus productifs correspondent donc à des oscillations de grande amplitude car laissant plus d'espace disponible. La même constatation est faite par Husson et al. (2018), illustrant que la production est discontinue dans le temps et dépendante de l'espace disponible et, par conséquent, dépendante du régime eustatique

2. La comparaison des taux de préservation et d'export montre que les taux de préservation sur la plateforme sont plus variables dans le temps que les taux d'export. Cette remarque est d'autant plus valable lorsque les variations eustatiques ont de fortes amplitudes sur de longues périodes temporelles, avec de courtes périodes d'inondations de la plateforme, comme au Pléistocène. La discrétisation temporelle du modèle accentue ce phénomène : plus la discrétisation est fine, plus les taux de préservation varient d'un intervalle à l'autre, bien que les taux d'export varient également mais de moindre manière. Une fine discrétisation temporelle permet d'enregistrer plus précisément les périodes de haut et bas niveaux marins, illustrant le phénomène de ***highstand shedding*** de Schlager et al. (1994) (**Figure 8.6**).

3. La comparaison des taux de productions syn Pléistocène calculés sur les Bahamas avec les taux de productions provenant de la bibliographie sur d'autres plateformes et à l'échelle mondiale montre que les hausses et baisses de production sont synchrones. Ces hausses et baisses de productions sont corrélables tant à l'échelle locale (plateforme des Bahamas) qu'à l'échelle mondiale avec des facteurs climatiques tels que la hausse du niveau marin. Par exemple, les MIS 11 et 5E présentent une corrélation parfaite entre la hausse du niveau marin, la hausse du CO_2 atmosphérique et la hausse des taux de productions au niveau local (Bahamas - cette étude) et mondial (sensu Husson et al., 2018).

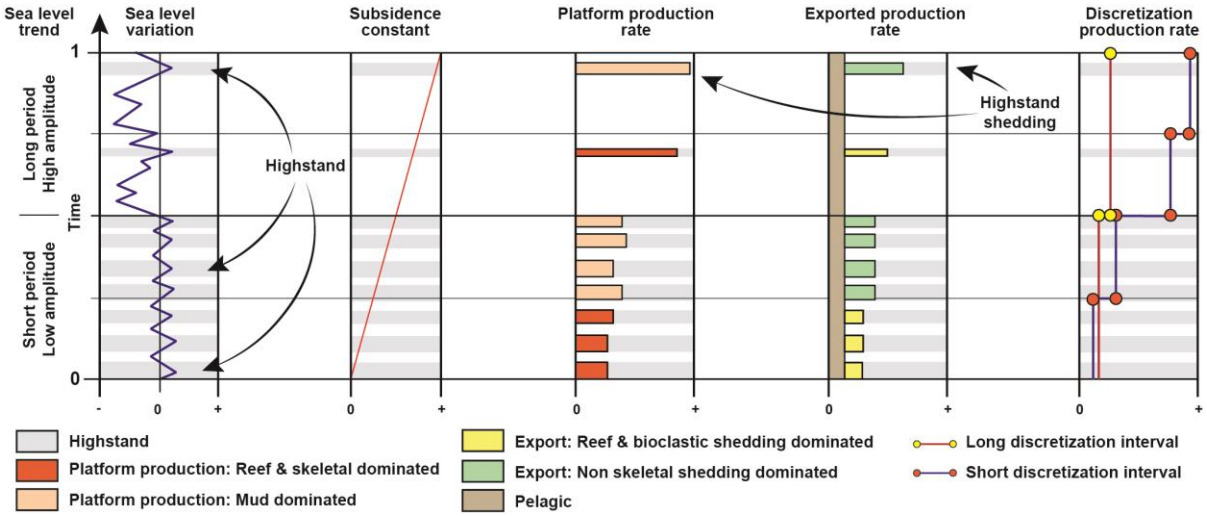


Figure 8.6. Synthèse illustrant l'impact des tendances eustatiques sur les taux de production et d'export en lien avec le type de production. Cette figure illustre aussi l'impact de l'intervalle temporel de discrétisation sur les taux.

2. Réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent selon certains facteurs de contrôle :

La modélisation stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB, en fonction de certains facteurs de contrôle, permet de quantifier leurs impacts sur l'architecture stratigraphique. Il est clair que certains facteurs, tels que la topographie initiale ou la profondeur d'action des vagues, ont un impact majeur sur l'architecture stratigraphique. Ces facteurs agissent directement sur les volumes potentiellement produits ainsi que sur le type de production.

Le cas de base illustre que la structuration très éloignée des marges au vent et sous le vent rend leurs architectures stratigraphiques très différentes (**Figure 8.7.A**). Par conséquent, le profil de la marge sous le vent évolue dans le temps, passant d'un système de rampe très progradant de 2.58 - 2,1 Ma à un système de type *steep margin* après 2,1 Ma. En revanche, l'architecture stratigraphique de la marge au vent est invariante dans le temps. Elle est aggradante avec une pente en *bypass*. Dans la suite de ce paragraphe, il est démontré que la réponse stratigraphique aux différents facteurs de contrôle est hétérogène selon le facteur et la marge.

1. Effet de la variation de la topographie initiale sur l'architecture stratigraphique :

La marge sous le vent est caractérisée par un faible angle de topographie initiale, une faible variation de celui-ci a un impact majeur sur l'architecture stratigraphique et également sur les séries qui sont resédimentées présentes sur la pente et dans le bassin. Pour une faible diminution de l'angle de topographie initiale (**Figure 8.7.B**), d'importantes augmentations des distances de progradation se produiront, ainsi qu'une augmentation de l'épaisseur resédimentée sur la pente et une augmentation de la part boueuse. À l'inverse, pour une faible augmentation de l'angle de topographie initiale (**Figure 8.7.C**), l'effet inverse se produira. Cette faible augmentation produira une nette diminution des distances de progradation, des épaisseurs sur la pente qui sont réduites et une diminution de la part boueuse.

La marge au vent d'Exuma Sound est caractérisée par un fort angle de topographie initiale. Pour d'importantes variations de celui-ci, l'impact sur l'architecture stratigraphique ainsi que sur les faciès resédimentés est faible (**Figure 8.7.B-C**). Les faciès et épaisseurs présents dans le bassin ne subissent pas de variation. Pour un angle maximal de topographie initiale de 6,5°, une connexion physique entre la plateforme et les faciès resédimentés est présente.

Remarque : Un effet de seuil est effectif pour les systèmes ayant des angles de topographie initiale moyen de 2°. Une faible diminution et/ou augmentation de cet angle a des effets majeurs sur

l'architecture stratigraphique et les faciès resédimentés. À l'inverse, les systèmes ayant des angles de pentes supérieurs à 8°, d'importante variations d'angle de topographie initiale n'auront que des effets mineurs sur l'architecture stratigraphique et les faciès resédimentés.

2. Effet de la variation des taux de production du faciès récifal sur l'architecture stratigraphique :

Variation des taux de production du faciès récifal sur la marge sous le vent : (a) Dans le cas d'un faible angle de topographie initiale et d'une augmentation graduelle de la production récifale (**Figure 8.7.D**) : Le système augmentera graduellement son angle de pente, ainsi que la part granulaire présente sur la pente, mais diminuera graduellement les distances de progradation et les épaisseurs présentes sur la pente. **(b)** Dans le cas d'un angle de topographie initiale important et d'une diminution graduelle de la production récifale (**Figure 8.7.D**) : Le système diminuera graduellement l'angle de pente et augmentera graduellement les distances de progradation des séquences, ainsi que la part boueuse sur la pente, ainsi que les épaisseurs présentes sur la pente.

Variation des taux de production du faciès récifal sur la marge au vent : (a) Dans le cas d'une forte topographie initiale et d'une augmentation de la production récifale (**Figure 8.7.D**), l'angle des pentes et la distance de progradation augmentent dans une faible mesure. À mesure que la production récifale augmente, la part granulaire de sédiments resédimentés dans le bassin augmente, mais les taux, donc les épaisseurs, diminueront graduellement dans le bassin. Dans ce cas, la production récifale prend le pas au fur et à mesure sur la production péloïdale, ce qui explique pourquoi les faciès resédimentés deviennent plus granulaires, mais aussi pourquoi l'export diminue du fait du faible coefficient de transport des faciès récifaux. **(b)** Dans le cas d'une forte topographie initiale et d'une diminution de la production récifale (**Figure 8.7.D**) : À mesure que la production récifale diminue, la plateforme rétrograde. La part granulaire resédimentée diminuera alors que les taux resédimentés augmenteront. Lors d'une diminution de la production récifale, la part péloïdale prend au fur et à mesure le pas sur la part récifale. La diminution de la part récifale engendre le déclin graduel de la formation d'une barrière récifale qui a le pouvoir de prograder et d'augmenter l'angle de pente. De plus, l'important angle de pente et le fort coefficient de transport de la production péloïdale expliquent la rétrogradation de la plateforme et l'augmentation des taux exportés, ainsi que la diminution de la part granulaire.

Remarque : Les réponses stratigraphiques de la marge au vent et de la marge sous le vent sont inverses lorsqu'il y a une diminution de la production récifale. Le facteur de contrôle de ce phénomène est la topographie initiale de la marge au vent est largement supérieure à l'angle de repos de la production péloïdale. De plus, les constatations de Kenter (1990) concernant le rapport entre le sédiment présent sur la pente et l'angle de celle-ci se vérifient parfaitement. Ces observations donnent des proxys pour la recherche de séquences sableuses. Sur une marge au vent ayant d'importants angles de pente il faudra observer une plateforme ayant des distances de progradation et des angles de pente qui augmentent associés à une diminution des taux qui sont exportés. Pour une marge sous le vent à faible angle de pente, il faudra observer une augmentation des angles de pente qui est associée à une diminution des distances de progradation et de l'export. Les marges au vent et sous le vent du GBB décrivent exactement ce type de réponse stratigraphique lors de la mise en place de la production récifale à 2,1 Ma.

3. Effet de la variation des taux de production de la plateforme externe sur l'architecture stratigraphique :

Variation des taux de production de la plateforme externe sur la marge sous le vent : (a) Dans le cas d'un faible angle de topographie initiale (3°) et d'une augmentation graduelle de la production de la plateforme externe (**Figure 8.7.E**), la marge sous le vent garde les mêmes angles de pente, augmente drastiquement les distances de progradation et la fraction boueuse sur la pente, ainsi que les taux de sédimentation. **(b)** Dans ce cas la topographie est inchangée en comparaison avec la

topographie initiale. Dans le cas d'une diminution de la production (**Figure 8.7.E**), cela entraine une augmentation graduelle des angles de pente et de la part sableuse dans les clinoformes, ce qui réduit les surfaces potentielles de production et entraine une diminution graduelle des distances de progradation.

Variation des taux de production de la plateforme externe sur la marge au vent : L'augmentation et la diminution de la production entrainent de faibles modifications de l'architecture stratigraphique (**Figure 8.7.E**). Les taux exportés ne subissent presque aucune variation, tout comme le type de faciès resédimentés. La connexion physique entre la plateforme et le bassin n'est pas assurée. Le profil sédimentaire est invariant dans le temps car l'escarpement n'est pas propice à la production de plateforme externe, contrairement à ce qui se passe sur la marge sous le vent.

Remarque : Aux Bahamas, ce type de configuration est visible sur l'intervalle 2.58-0 Ma. A 2.58 Ma, la marge sous le vent est caractérisée par un faible angle de topographie initiale (3°), offrant de larges surfaces potentielles de production. Sur l'intervalle 2.58-2.1 Ma, la production est principalement boueuse sur la plateforme et sur la pente, ce qui se traduit par d'importantes distances de progradation caractérisées par des clinoformes boueux, ne variant que très peu en angle de pente. De plus, les taux de sédimentation sont très importants sur la pente supérieure (437 m/Ma au puits Clino). Post 2.1 Ma, la production change avec la mise en place d'une production récifale en bordure de plateforme. En conséquence, l'angle des clinoformes augmente drastiquement, dominant les surfaces potentielles de production et les distances de progradation. Il en résulte une diminution de la production sur la plateforme externe et une augmentation de la part sableuse sur la pente.

4. Effet de la variation de la profondeur d'action des vagues sur l'architecture stratigraphique :

Variation de la profondeur d'action des vagues sur l'architecture de la marge sous le vent : **(a)** En cas d'augmentation de la profondeur d'action des vagues (**Figure 8.7.F**), les distances de progradation augmentent ainsi que les angles de pente. Cela est possible grâce à l'augmentation de la part sableuse exportée. **(b)** En cas de diminution de la profondeur d'action des vagues (**Figure 8.7.F**), la production récifale diminue à mesure que l'action des vagues diminue. Par effet rétroactif, la part boueuse exportée augmente et l'angle des clinoformes diminue.

Variation de la profondeur d'action des vagues sur l'architecture de la marge au vent : **(a)** L'augmentation de la profondeur d'action des vagues, comme sur la marge sous le vent, augmente la part de la production récifale sur la plateforme. En résulte une augmentation des distances de progradation et des angles de pente (**Figure 8.7.F**). **(b)** Plus la profondeur d'action des vagues diminue, moins la production récifale est importante. En atteignant une valeur seuil de profondeur d'action des vagues, la plateforme n'est plus capable de prograder du fait de la diminution de la part récifale et de sa structuration en escarpement. Dans le cas extrême, la plateforme rétrograde. L'export de sédiment fin augmente à mesure que la profondeur d'action des vagues diminue.

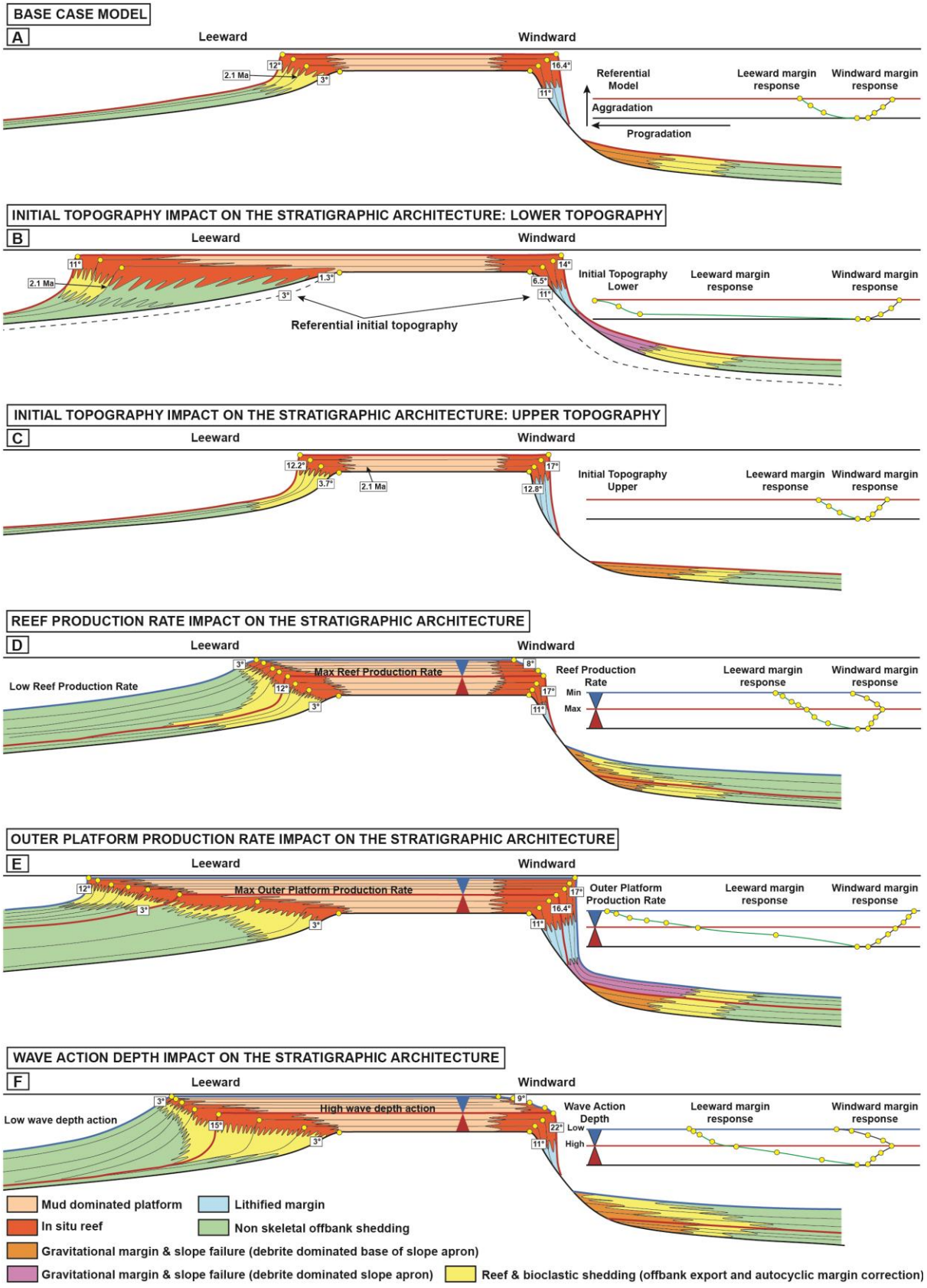


Figure 8.7. Illustration de l'impact de quatre facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique des marges au vent et sous le vent du GBB.

8.2 - Conclusions générales

Morphologie et sédimentation récentes de la zone d'Exuma Sound à la plaine abyssale de San Salvador :

- Les pentes sont principalement en *bypass* avec des angles > 10° et sont incisées par des chenaux. Trois types de processus sédimentaires ont lieu : **(a)** *density cascading*, **(b)** *autocyclic correction*, **(c)** *slide*.

- La zone de bassin intra-shelf d'Exuma Sound est principalement sableuse et joue un double rôle : **(a)** zone de stockage pour les évènements gravitaires de faible ampleur, **(b)** zone de transfert pour les évènements gravitaires de grand ampleur.

- Le plateau d'Exuma présente une sédimentation principalement pélagique. Le chenal d'Exuma est une zone de transfert mais aussi de stockage de sédiments principalement sableux. La plaine abyssale de San Salvador présente un lobe distal à plus de 5000 m de profondeur d'eau, montrant d'importantes accumulations gravitaires carbonatées grossières jusqu'à plus de 50 km de l'embouchure du canyon.

- L'export distal a principalement lieu en période de haut niveau marin témoignant d'une dynamique de transfert conforme au principe de highstand shedding de Schlager et al. (1994).

Comparaison de l'architecture stratigraphique et faciologique des marges au vent et sous le vent du GBB en lien avec certains facteurs de contrôle :

- La marge sous le vent présente des taux de sédimentation trois fois supérieurs à ceux de la marge au vent. De plus, les faciès exportés de la marge sous le vent sont majoritairement boueux tandis que ceux de la marge au vent sont principalement sableux.

- Durant le Pléistocène la marge sous le vent présente un net changement d'architecture stratigraphique, passant d'un système de rampe très progradante à un système de forte pente principalement aggradante. La marge au vent ne change pratiquement pas d'architecture stratigraphique, avec un système aggradant, une pente en *bypass* et des dépôts en *onlap* sur la pente.

- Ceci est le résultat de la combinaison de plusieurs facteurs de contrôle, notamment la topographie initiale, la présence de courants de contour, les changements de tendance eustatique et de producteurs, ainsi que la position géographique des marges par rapport au vent.

Quantification de la production carbonatée :

- La discrétisation temporelle des modèles est un paramètre très important à prendre en compte pour leurs caractérisations. Plus la discrétisation est fine, plus les taux de production sont variables dans le temps et dans l'espace.

- Les taux de production et donc de préservation sont variables suivant le type de producteur.

- Les taux de production préservés sur la plateforme sont impactés par les tendances eustatique ainsi que les taux qui sont exportés. Pour une tendance eustatique ayant de longue période et de forte amplitude → Fort taux de production pendant les *highstands*, alors qu'une tendance eustatique de courte période et faible amplitude → Faible taux de production pendant les *highstands*.

- Lors des *highstands* les taux de production et d'export augmentent - *highstand shedding* de Schlager et al. (1994).

- Les taux de préservation sur la plateforme varient plus dans le temps que les taux exportés.

- Les variations des taux de production carbonatée sont corrélables mondialement et sont liées à des événements climatiques mondiaux (variation du CO_2 atmosphérique et du niveau marin).

Quantification de l'impact de certains facteurs de contrôle sur l'architecture stratigraphique :

- La réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent à un même facteur de contrôle peut être différente.

- Un système ayant un faible angle de topographie initiale a une architecture stratigraphique beaucoup plus réactive à la variation d'un facteur de contrôle qu'un système ayant un angle de topographie initiale important.

- Une marge sous le vent ayant un faible angle de topographie initiale, une faible variation de l'angle aura un impact substantiel sur l'architecture stratigraphique. En revanche, pour une marge au vent à fort angle de topographie initiale, une variation importante de celui-ci n'a qu'un impact très limité sur l'architecture stratigraphique.

8.3 - Questions ouvertes et perspectives

L'histoire tectonique ancienne et récente des Bahamas demeure une grande incertitude. Une caractérisation plus fine de l'histoire tectonique permettrait de mieux contraindre la subsidence, qui contrôle l'architecture stratigraphique avec la topographie héritée et la production carbonatée. La caractérisation fine de la récurrence et de l'impact des séismes sur l'activité gravitaire est un point à améliorer. Un suivi de l'activité sismique, et de l'évolution de la morphologie du fond marin, serait très intéressant afin de caractériser l'impact des séismes sur les effondrements de marges et les volumes sédimentaires.

Ces travaux de thèse s'intéressent à la caractérisation de la production carbonatée et à la réponse stratigraphique des marges au vent et sous le vent, en lien avec certains facteurs de contrôle. Cette étude a été réalisée en combinant deux approches : **(a)** Sismique - puits, **(b)** Modélisation stratigraphique. Elle montre que la production, la réponse stratigraphique et les faciès varient significativement dans l'espace et dans le temps. La question d'une mise en œuvre opérationnelle de la méthodologie de modélisation stratigraphique lors des études d'exploration pétrolière ou pour le stockage de CO_2 reste ouverte. Le but sera de faire des prédictions des propriétés du corps sédimentaire *via* la modélisation stratigraphique ayant pour vocation de définir de nouveaux objets prospectifs en amont de possibles campagnes sismiques et/ou de forage.

Il serait intéressant de réaliser d'autres bilans de matière sur d'autres plateformes dans le but de comparer ces différentes plateformes et d'en faire une caractérisation, même assez rudimentaire. Ces bilans auraient également pour but de quantifier les volumes de CO_2 qui sont libérés par l'équation de calcification lors de la production carbonatée, mais aussi qui sont stockés sous la forme de carbone inorganique dans les turbidites. Afin de répondre à l'hypothèse faite par Berger (1982) et Vecsei & Berger (2004), qui affirment que la production carbonatée sur les plateformes modifie l'équilibre mondial en carbone et, par conséquent, le CO_2 atmosphérique.

Pour finir, les différentes projections du dernier rapport du GIEC prédisent à l'horizon 2100 une hausse globale du niveau marin d'au moins +26 cm et au maximum de +82 cm, avec une marge d'erreur de 20%. Si l'on se réfère à ces valeurs à l'échelle temporelle des cycles eustatiques du Quaternaire, d'environ 100 000 ans, on peut se demander si la production carbonatée a la capacité de rattraper l'espace d'accommodation généré par cette hausse. Il sera donc intéressant de réaliser des modèles forward afin de quantifier l'impact de la hausse du niveau marin sur les plateformes carbonatées.

8.4 - Références bibliographiques du chapitre VIII

A

Austin, J.A., Schlager, W., Palmer, A.A., Comet, P.A., Droxler, A., Eberli, G.P., Fourcade, E., Freeman-Lynde, R., Fulthorpe, C.S., Harwood, G., Kuhn, G., Lavoie, D., Leckie, M., Melillo, A.J., Moore, A., Mullins, H.T., Ravenne, C., Sager, W.W., Swart, P., Verbeek, J.W., Watkins, D.K., Williams, C., (1986). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports Leg. 101.

B

Bartoli, G., Sarnthein, M., Weinelt, M., Erlenkeuser, H., Garbe-Schönberg, D., Lea, D.W., (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. Earth and Planetary Science Letters, Volume 237, Issue 1-2, p. 33-44.

Berger, W.H., (1982). Increase of carbon dioxide in the atmosphere during deglaciation: The coral reef hypothesis. Naturwissenschaften, 69(2), 87–88.

Betzler, C., Reijmer, J.J.G., Bernet, K., Eberli, G.P., Anselmetti, F.S., (1999). Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). Sedimentology 46 (6), 1127–1143.

E

Eberli, G.P., Swart P.K., Malone M.J., (1997a). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

Eberli, G.P., Swart, P.K., McNeill, D.F., Kenter, J.A.M., Anselmetti, F.S., Melim, L.A., Ginsburg, R.N., (1997b). A synopsis of the Bahamas Drilling Project: Results from two deep core borings drilled on the Great Bahama Bank. In Eberli, G.P., Swart, P.K., Malone, M.J., et al. (Eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Leg 166. Ocean Drilling Program. College Station, TX.

H

Harris, P.M.M., Purkis, S.J., Ellis, J., Swart, P.K., & Reijmer, J.J.G., (2015). Mapping bathymetry and depositional facies on Great Bahama Bank. Sedimentology, 62(2), 566–589.

Husson, L., Pastier, A.M., Pedoja, K., Elliot, M., Paillard, D., Authemayou, C., (2018). Reef carbonate productivity during Quaternary Sea level oscillations. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 19, 1148 – 1164.

K

Kenter J.A.M., Ginsburg R.N., Troelstra S.R., (2001). Sea-Level-Driven sedimentation patterns on the slope and margin, in Subsurface Geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project. SEPM Special Publication No.70.

M

Mcneill, D.F., Eberli, G.P., Lidz, B.H., Swart, P.K., Kenter, J.A.M., (2001). Chronostratigraphy of a prograded carbonate platform margin: a record of dynamic slope sedimentation, Western Great Bahama Bank. Subsurface Geology of a Prograding Carbonate Platform Margin, Great Bahama Bank: Results of the Bahamas Drilling Project 70 pp. 101–136.

Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., (2011). Sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. Oceanography 24, 40-53.

Mullins H.T., Cook, H. E., (1986). Carbonate apron models: alternative to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration, Sedimentary Geology; 48, 37-79.

P

Playton, T., Janson, X., Kerans, C., (2010). Carbonate slopes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W., (Eds.), Facies models 4, The Geological Association of Canada, 449-476.

Principaud, M., (2015). Architecture et dynamique sédimentaire d'une pente carbonatée moderne : exemple de la pente nord de Great Bahama Bank (GBB) Bahamas, thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

R

Recouvreur, A., (2017). Analyse de la morphobathymétrie, des données acoustiques et de la sismique Très Haute Résolution du canyon d'Exuma (Bahamas), Msc, University of Bordeaux.

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.

Rendle, R.H., Reijmer, J.J.G., Kroon, D., & Henderson, G.M., (2000). 6. Mineralogy and Sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the Leeward Margin of Great Bahama Bank. In Swart, P.K., Eberli, G.P., Malone, M.J., and Sarg, J.F. (Eds.), 2000 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 166.

S

Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W., (1994). Highstand shedding of carbonate platforms. Journal of Sedimentary Research, B64, 270-281.

Steph, S., Tiedemann, R., Prange, M., Groeneveld, J., Nurnberg, D., Reuning, L., Schulz, M., Haug, G.H., (2006). Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway. Paleoceanography, 21, 1–25.

V

Vecsei, A., & Berger, W.H., (2004). Increase of atmospheric CO2during deglaciation: Constraints on the coral reef hypothesis from patterns of deposition. Global Biogeochemical Cycles, 18, GB1035

.

Annexes

Annexe 1: Résumé - Congrès EDSE 2022

ÉVOLUTION STRATIGRAPHIQUE DES BAHAMAS DU NEOGENE AU QUATERNAIRE - COMPARAISON DES MARGES SOUS LE VENT ET AU VENT SUIVANT LES FACTEURS DE CONTROLES

Poster

P. Polard Taine[1,2,3*], J. Borgomano[1,4], T. Mulder[3], J. Kenter[2]

(1) Aix-Marseille Université, CNRS UMR7330 CEREGE, 3, Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3, France

(2) TotalEnergies, Exploration & Production, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau cedex, France

(3) Université de Bordeaux, CNRS UMR5805 EPOC, allée Geoffroy St Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac Cedex, France

(4) Carbonate Chair TotalEnergies - AMIDEX, Pau, France, Projet "Carbonates", Exploration & Production SCR/RD, TotalEnergies, 64000 Pau, France

[*]*pierre.polard-taine@totalenergies.com*

La production et l'export de carbonates sont les processus primaire contrôlant la géométrie de la plate-forme qui est fortement affectée par des facteurs régionaux et environnementaux. Concernant la plate-forme des Bahamas, les vents et les courants dominants ont un effet important sur l'export sédimentaire et la géométrie de la plateforme. La compréhension des relations entre la plate-forme carbonatée marine peu profonde, la pente et le bassin constitue un défi scientifique important incluant la production, l'export et le dépôt de sédiment le long d'un profil sédimentaire marin. Généralement, les marges sous le vent (leeward) ont une tendance architecturale à la progradation et sont dominées par la boue tandis que les marges au vent (windward) sont à tendances aggradantes et dominées par des grains.

Cependant, les observations faites à partir de données sismiques (CARAMBAR - Carbonate Ramp of Bahamas Resedimentation) [1] et de puits (ODP - Ocean Drilling Program - Leg 101, 166 et BDP - Bahamas Drilling Program) [2,3,4] depuis le Tortonien 12 Ma sur les systèmes sous le vent et au vent des Bahamas, montrent que les facteurs de contrôles agissant sur les géométries, les taux de production, l'export ainsi que la distribution des facies sont variables dans le temps et dans l'espace. Ceci qui confère une large gamme de réponse du système comme :

1. Des variations dans le temps de géométries de plate-forme passant de rampe à des systèmes à pente raide en combinaisons avec des grandes variations de taux de progradation et d'aggradation pour les marges sous le vent. Les marges au vent montrent des taux d'aggradation très variables dans le temps. **2.** Des géométries variable du système au cours du temps sur les deux marges montrant successivement des modèles de base de tablier de pente (base of slope apron) et tablier de pente (slope apron) [5]. **3.** Un export sédimentaire qui n'est pas systématique, boue ou sable, suivant la position de la marge par rapport au vent. Ces différences de variations morphologiques et faciologiques des marges sous le vent et au vent se produisent en réponse à des facteurs environnementaux et régionaux ayant un impact sur la réponse du système carbonaté. Dans cette étude quatre facteurs prédominants ont été mis en évidence :

1. Le cadre tectonique produit une topographie initiale héritée différente pour les deux marges, la réorganisation globale de l'océan, des variations climatiques et l'effondrement possible de marge. **2.** Le vent, les courants de marée et l'action des vagues régulent la distribution des sédiments, le développement des récifs et également le transport des sédiments. **3.** Les courants de contour ont la capacité d'ajuster la géométrie des pentes, les faciès et les épaisseurs. **4.** Les variations eustatiques ont la capacité de changer radicalement l'usine de carbonate, le taux de production, l'export ainsi que les angles des pentes et leur géométrie associé.

La combinaison de ces facteurs produit une large gamme de modèles stratigraphiques, architecturaux et de faciès pour les marges au vent et sous le vent dans le temps et l'espace. Par conséquent, les données sismiques et de puits de la plate-forme peu profonde et des marges sous le vent et au vent doivent être placées dans le contexte de l'ensemble du système de dépôt pour comprendre pleinement les facteurs de contrôle et prévoir les propriétés des sédiments et les processus de dépôt.

Références

[1] T. Mulder, *CARAMBAR 2 cruise, RV L'Atalante,* (2016) https://doi.org/10.17600/16001500.

[2] J.A. Austin, W. Schlager, A.A. Palmer, P.A. Comet, A. Droxler, G.P. Eberli, E. Fourcade, R. Freeman-Lynde, C.S. Fulthorpe, G. Harwood, G. Kuhn, D. Lavoie, M. Leckie, A.J. Melillo, A. Moore, H.T. Mullins, C. Ravenne, W.W. Sager, P. Swart, J.W. Verbeek, D.K. Watkins, C. Williams, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 1986, 101.

[3] G.P. Eberli, P.K. Swart, M.J. Malone, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, College Station, TX, 1997a, 166.

[4] R.N. Ginsburg, *Journal of SEPM Special Publication*, 70 (2001).

[5] H.T. Mullins, H.E. Cook, *Journal of Sedimentary geology,* 48 (1986) 1-2.

Annexe 2: Poster - Congrès EDSE 2022

CARBONATE PLATFORM TO BASIN EVOLUTION AND COMPARISON OF LEEWARD & WINDWARD MARGINS ACCORDING TO CONTROLLING FACTORS (BAHAMAS)

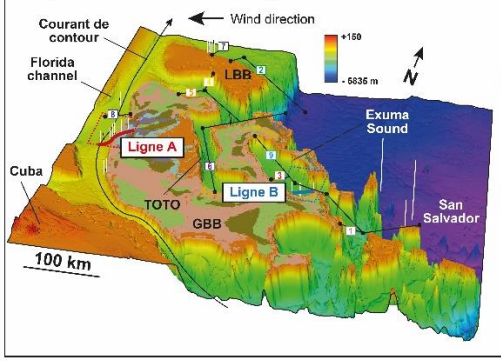
P. Polard Taine, J. Borgomano, T. Mulder, J. Kenter

This research project is supported by the Carb3E Chair of Prof J. Borgomano in collaboration with TotalEnergies and the Universities of Aix-Marseille and Bordeaux. The aim of this work is to quantify carbonate production and export within the Bahamas in relation to various control factors.

PROBLEMATICS: What is the role and impact of dominant controlling factors on the stratigraphic and architectural response of the Bahamian windward and leeward margins?

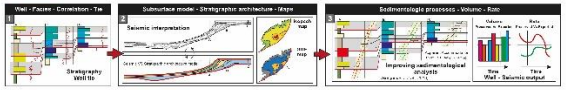
INTRODUCTION - SLOPE MODEL

3D representation of the current bathymetry of the Bahamas

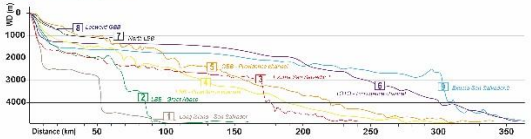


- The Bahamas has many slope characteristics (accretion-bypass-erosional),
- The leeward and windward margins show significant dissymmetry in terms of facies, rates and geometries which are related to different controlling factors such as wind, tidal/contour currents, structural heritage, tectonics, sea level fluctuations and accomodation space.
- To answer the issue of the stratigraphic response of the two margins according to the controlling factors the following workflow was used:

Workflow

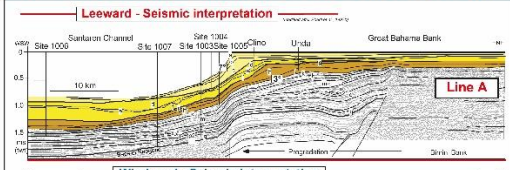


Bahamas slope profile

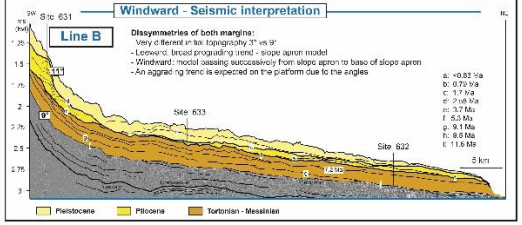


SEISMIC INTERPRETATION - WINDWARD LEEWARD

Leeward - Seismic interpretation



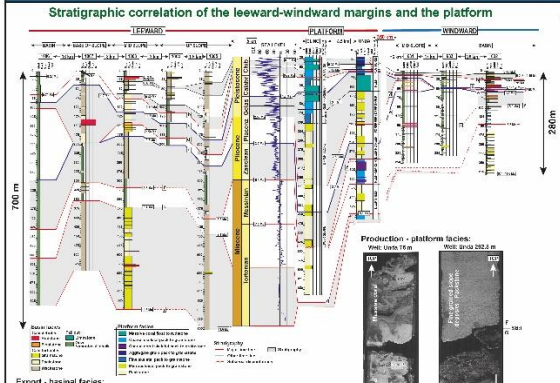
Windward - Seismic interpretation



Dissymmetries of both margins:
Very different initial topography 7° vs 9°
- Leeward: broad prograding trend - slope apron model
- Windward: model passing successively from slope apron to base of slope apron
- An aggrading trend is expected on the platform due to the angles

STRATIGRAPHY - ARCHITECTURE - DEPOSITIONAL MODEL

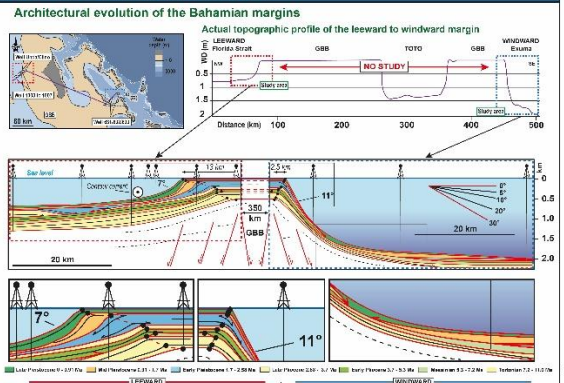
Stratigraphic correlation of the leeward-windward margins and the platform



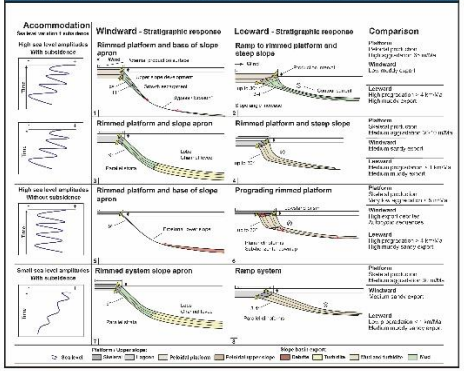
Export:
- More important leeward than windward
Factors: wind/potential production area?
- Variable export rate over time on both margins
Factors: wind/sea level/production type?
- More muddy leeward than windward
Factor: wind?

Production:
Change in production type over time
(skeletic - peloidal)
Factors: sea level/climate/tectonic/current?
- High variability in preservation rate (0 m to 70 m/Ma)
Factors: sea level/accommodation/producer type?

Architectural evolution of the Bahamian margins



STRATIGRAPHIC RESPONSE ACCOMMODATION



CONCLUSIONS

- **Impact of sea level variations and accomodation space:** Production rate and type, exported sediment, system geometry
- **Impact of contour currents:** Capacity to retransport fine particles Influence the geometry of the leeward margin
- **Impact of tectonics:** Earthquakes triggering major catastrophic margin collapse
- **Impact of topographic inheritance:** Initial profile is very different between margins (low / high angle), profile subject to progradation or aggradation, autocyclic readjustment of the windward margin
- **Impact of wind:** Muddy export to the leeward margin

Annexe 3: Résumé - Congrès ASF 2022

ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE DES BAHAMAS : APPORT DE LA MODELISATION STRATIGRAPHIQUE BASEE PROCESSUS

Oral

P. Polard Taine[1,2,3*], J. Borgomano[2,4], T. Mulder[3], J. Kenter[1], S. Jorry[5]

(1) TotalEnergies, Exploration & Production, CSTJF, Avenue Larribau, 64000 Pau cedex, France

(2) Centre européen de recherche et d'enseignement des géosciences de l'environnement, -CEREGE - Aix Marseille Université: UM34, France

(3) Environnements et Paléoenvironnements Océaniques - Centre National de la Recherche Scientique - CNRS :UMR5805, France

(4) Carbonate Chaire TotalEnergies - AMIDEX, Pau, France, Projet "Carbonates", Exploration & Production SCR/RD, TotalEnergies, 64000 Pau, France

(5) Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer - IFREMER - Brest - France

[*pierre.polard-taine@totalenergies.com](mailto:pierre.polard-taine@totalenergies.com)

[*] *Intervenant*

La compréhension globale des systèmes carbonatés, production, export, resédimentation est généralement basée par l'étude de données de subsurface et/ou ponctuelles puits/affleurements. La caractérisation de ces systèmes complexes et hétérogènes est réalisée par corrélations stratigraphiques à partir de motifs d'empilement locaux interpolés régionalement. L'extrapolation de l'échelle locale à régionale d'un système sédimentaire doit mettre en lien la réponse stratigraphique du système suivant différents facteurs de contrôle comme l'eustatisme, l'accommodation, la topographie initiale, la production, le transport, qui ne sont pas accessibles *via* les données de subsurface et ponctuelles. Cependant, le logiciel DionisosFlow® de modélisation stratigraphique basée processus développé par l'IFPEN permet de tester ces paramètres. Les Bahamas sont un excellent système actuel pour l'analyse des processus sédimentaires, associés à une importante base de données de subsurface et ponctuelles. Dans cette étude, nous proposons plusieurs axes de travail afin d'établir des relations entre un système carbonatéet son architecture sédimentaire, ceci suivant quatre points :

1. Proposer un modèle sédimentaire des marges au vent et sous le vent des Bahamas *via* des données ponctuelles et de subsurface ; **2.** La simulation d'un modèle stratigraphique 3D basée processus ; **3.** La comparaison des modèles en termes de faciès, d'épaisseur et de répartition ; **4.** La quantification des taux de production et d'export suivant les variations des régimes eustatiques et l'impact sur la réponse stratigraphique du système.

Les principaux résultats sont les différences morphologiques en lien avec les variations des taux resédimentés et des successions de faciès suivant les marges. Celles-ci sont également caractérisées par les facteurs de contrôle comme le vent, l'héritage structural et les courants. De plus, l'utilisation d'un modèle basé processus permet une lecture plus fine de l'impact des variations eustatiques sur les taux de production, les volumes exportés et la réponse stratigraphique du système des Bahamas.

Mots-Clés: Bahamas, Modélisation stratigraphique, Architecture stratigraphique, Production, Ex-port, Accommodation

Annexe 4: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 1 - 12

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Kwater	Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/12	Z1	- 90 / 60 km - 1380 m initial relief - slope 61km - min 0.17° - mean: 1.8° - max 3.3°	2/2	44	0.2 Ma	25 25	200 280	Aggregate Co coral sk pack to gr Co ske pack to gr Hemipelagic Massive coral float to rud Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Packstone Contourite	0.5 0.5 0.5 100 0.5 30 0.5 30 300	30 30 30 ∞ 30 50 50 50 ∞	0 0 0 1 0 0 0 1 1	450 185 560 10 1250 650 250 130 30		0.005 0.005 0.005 0 0.005 0.005 0.005 0.005 0.005	1 1 1 0 1 1 1 1 1	1 1 1 0 1 1 1 1 0	45 45 45 45 45 5 5 5 6	GFrict
Leeward	7.2/12	Z2	- 60 / 30 km - 920 m initial relief - slope 22km - min: 0.17° - mean: 2.2° - max 4.8°	1/1	7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.03 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	0 0 30 10 0	200 0 100 10 150		0.05 0 0.1 0 0	0.05 0 0.1 0 0	0.2 3 20 50 0.01	11.3 0 6.8 45 8.5	GFrict
Leeward	0/12	Z4	- 60 / 30 km - 920 m initial relief - slope 22km - min: 0.17° - mean: 2.2° - max 4.8°	1/1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	1000 0 200 10 1000		0.005 0 0.1 0 0	0.005 0 0.1 0 0	0.02 3 20 50 0.01	11.3 0 6.8 45 8.5	GFrict
Leeward	0/12	Z6	- 60 / 30 km - 920 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° max 4.8°	0.5/0.5	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	1000 0 200 10 1000		0.005 0 0.1 0 0.004	0.005 0 0.1 0 0.004	0.02 3 20 50 0.02	11.3 0 6.8 45 8.5	GFrict
Leeward	0/12	Z8	- 60 / 30 km - 920 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 4.8°	1/1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	1000 400 200 10 4000		0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.02 0.02 20 50 0.02	8.5 8.5 6.8 45 11.3	GFrict
Leeward	0/12	Z9	- 60 / 30 km - 920 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 4.8°	1/1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	1000 4000 200 10 30000		0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.02 0.02 20 50 0.02	8.5 8.5 6.8 45 11.3	GFrict
Leeward	0/12	Z11	- 60 / 3 km - 920 m initial relief - slope 19km - min: 0.13° - mean: 2.3° - max 5.1°	0.25/0.25	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	30000 4000 200 10 30000		0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.02 0.02 20 50 0.02	8.5 8.5 6.8 45 11.3	GFrict
Leeward	0/12	Z12	- 60 / 1.5 km - 920 m initial relief - slope 19km - min: 0.13° - mean: 2.3°- max 6°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr Fine skepack to gr Periplatform Pelagic Reef	10 0 15 70 0	70 55 35 ∞ 48	40 0 20 10 0	30000 4000 200 10 30000		0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.005 0.005 0.1 0 0.005	0.02 0.02 20 50 0.02	8.5 8.5 6.8 45 11.3	GFrict

Annexe 5: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 13 - 19

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsidence m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °	
Leeward	0/12	Z13	- 60 / 1.5 km - 920 m initial relief - slope 19km - min: 0.13° - mean: 2.3° - max 5.1°	0.25/0.25	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr	10	70	40	30000		0.005	0.005	0.02	8.5		
									Fine skepack to gr	0	55	0	4000		0.005	0.005	0.02	8.5		GFrict
									Periplatform	15	35	20	200		0.1	0.1	20	6.8		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50	45		
									Reef	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.02	11.3		
Leeward	0/12	Z14	- 60 / 0.2 km - 920 m initial relief - slope 19km - min: 0.13° - mean: 2.3° - max: 10°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0	45		
									Micropelo pack to gr	10	70	70	30000		0.08	0.08	0.1	4.8		
									Fine skepack to gr	0	55	0	0		0.009	0.009	0.06	4.8		
									Periplatform	15	35	20	200		0.1	0.1	20	4.3		GFrict
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50	45		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04	5.1		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02	11.3		
Leeward	7.2/12	Z15	- 60 / 0.2 km - 920 m initial relief - slope 19km - min: 0.13° - mean: 2.7° - max 9.6°	0.1/0.1	7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr	10	70	70	600		0.08	0.08	0.1	4.8		
									Fine skepack to gr	0	55	0	0		0.009	0.009	0.06	4.8		
									Periplatform	15	35	20	200		0.1	0.1	20	4.3		GFrict
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50	45		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02	11.3		
Leeward	0/12	Z16	- 60 / 0.2 km - 1000 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.4° - max 10.5°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0			
									Micropelo pack to gr	10	70	70	30000		0.08	0.08	0.1			
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06			
									Periplatform	15	35	1000	20000		0.1	0.1	200			
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50			
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04			
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02			
Leeward	0/12	Z17	- 60 / 0.2 km - 1000 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.4° - max 10.5°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0			
									Micropelo pack to gr	10	70	70	3000		0.08	0.8	0.6			
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.09	0.06			
									Periplatform	15	35	1000	10000		0.1	0.1	0.9			
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50			
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.001	0.0001	0.0001			
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02			
Leeward	0/12	Z18	- 60 / 0.2 km - 969 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 9.5°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0	45	45	
									Micropelo pack to gr	10	70	70	10000		0.08	0.8	0.1	4.8	4.2	
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.09	0.06	4.8	4.2	
									Periplatform	15	35	1000	10000		0.1	0.1	0.9	4.2	4	
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50	45	45	
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.0001	0.0001	45	45	Avalanching
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02	11.3	10.2	
Leeward	0/12	Z19	- 60 / 0.2 km - 969 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 9.5°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0	45	45	
									Micropelo pack to gr	10	70	70	10000		0.08	0.8	0.1	4.8	4.2	
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.09	0.06	4.8	4.2	
									Periplatform	15	35	1000	10000		0.08	0.7	0.6	4.2	4	
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50	45	45	
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.0001	0.0001	45	45	Avalanching
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02	11.3	10.2	

Annexe 6: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 20 - 25

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	2.1/12	Z20	- 60 / 0.2 km - 969 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 9.5°	0.1/0.1	2.1-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	70	4000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	500	20000		0.1	0.1	200		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	2.1/12	Z21	- 60 / 0.2 km - 969 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 9.5°	0.1/0.1	2.1-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	70	4000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	500	2000		0.1	0.1	200		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z22	- 60 / 0.2 km - 969 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 2.2° - max 9.5°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	4000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	150	20000		0.1	0.1	200		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	7.2/12	Z23	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Micropelo pack to gr	10	70	50	300		0.08	0.08	0.1		
									Periplatform	0	80	150	150		0.1	0.8	400		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef	0	48	50	0		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z24	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	4000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	20000		5	5	400		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z25	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	4000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		0.8	0.9	0.9		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z25	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	8000		0.08	0.08	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		0.8	0.9	0.9		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		

Annexe 7: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 27 - 33

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Kwater	Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/12	Z27	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	8000		0.04	0.01	0.03		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		0.8	0.9	0.9		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z28	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	8000		0.004	0.009	0.03		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		2	2	2		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z29	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	20000		0.01	0.009	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		2	2	2		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z30	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	0-3.7 Ma: 67 3.7-5.3 Ma: 19 5.3-7.2 Ma: 40 7.2-9.1 Ma: 49 9.1-12 Ma: 28	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	70	50	20000		0.01	0.009	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		2	2	2		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef 2.1/0 Ma	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.04		
									Reef	0	48	0	150		0.005	0.005	0.02		
Leeward	0/12	Z31	- 60 / 0.2 km - 756 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.5° - max 6.7°	0.1/0.1	44	0.01 Ma	25	280	Cimented	10	70	0	30000		0	0	0		
									Micropelo pack to gr	10	80	50	20000		0.01	0.009	0.1		
									Fine skepack to gr	0	55	0	1000		0.009	0.009	0.06		
									Periplatform	0	80	50	2000		2	2	2		
									Pelagic	70	∞	10	10		0	0	50		
									Reef	0	48	0	30000		0.005	0.005	0.02		
Leeward	9.1/12	Z32	- 60 / 5 km - 739 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.3° - max 3.3°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	0	25	40			0.009	0.009	0.06	7.1	
							20	280	Inner platform	0	∞	200			0.01	0.009	0.1	5.1	GFrict
									Pelagic	18	∞	15			0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	60			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	∞	200			2	2	2	5.1	
									Turbidite	0	48	1			0.009	0.009	0.06	6.3	
Leeward	9.1/12	Z33	- 60 / 5 km - 739 m initial relief - slope 20km - min: 0.13° - mean: 1.3° - max 3.3°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	0	25	40			0.009	0.009	0.06	7.1	
							20	280	Inner platform	6	48	100			0.01	0.009	0.1	5.1	GFrict
									Pelagic	18	64	15			0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	60			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	100			2	2	2	5.1	
									Turbidite	0	48	10			0.009	0.009	0.06	6.3	

Annexe 8: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 34 - 41

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Kwater	Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward Toto Exuma	9.1/12	Z34	- 350 / 5 km - Leeward: slope 22km - max 3.3° Toto: - slope max 10° Exuma: - slope max 11°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 6 18 1 6 0	25 48 64 25 48 48	60 150 15 60 150 40	60 150 15 60 150 40		0.009 0.01 0 0 2 0.009	0.009 0.009 0 0 2 0.009	0.06 0.1 50 0 2 0.06	7.1 5.1 0.6 45 5.1 6.3	GFrict
San Salvador	9.1/12	Z35	- 45 / 45 km	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 6 18 1 6 0	25 48 64 25 48 48	60 150 15 60 150 40	60 150 15 60 150 40		0.009 0.01 0 0 2 0.009	0.009 0.009 0 0 2 0.009	0.06 0.1 50 0 2 0.06	7.1 5.1 0.6 45 5.1 6.3	GFrict
Leeward Toto Exuma	5.3/12	Z36	- 425 / 10 km - Leeward: slope 22km - max 3.6° Toto: - slope max 9.5° Exuma: - slope max 10.4°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 6 18 1 6 0	25 48 64 25 48 48	10 30 10 0 40 5	60 150 10 150 150 50		0.009 0.01 0 0 2 0.009	0.009 0.009 0 0 2 0.009	0.06 0.1 50 0 2 0.06	7.1 5.1 0.6 45 5.1 6.3	GFrict
Leeward	0/12	Z37	- 80 / 40 km - 740 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.4° - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 0 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 48 48	0 30 10 0 40 0	500 150 10 10000 10000 1000		0.04 0.01 0 0 2 0.009	0.04 0.009 0 0 2 0.009	0.06 0.1 50 0 2 0.06	6.3 4 0.6 45 4 6.3	GFrict
Leeward	0/12	Z38	- 60 / 2.5 km - 740 m initial relief - slope 22km - min: 0.13° - mean: 1.4° - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 0 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 48 48	0 30 10 0 40 0	500 75 10 10000 10000 1000		0.04 0.01 0 0.005 0.01 0.009	0.04 0.009 0 0.005 0.009 0.009	0.06 0.1 50 0.02 0.1 0.06	6.3 4 0.6 45 4 6.3	GFrict
Leeward	0/12	Z39	- 60 / 1 km - 740 m initial relief - slope 22km	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 0 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 48 48	0 30 10 0 40 0	500 3000 10 10000 20000 1000		0.04 0.01 0 0.005 0.01 0.009	0.04 0.009 0 0.005 0.009 0.009	0.06 0.1 50 0.02 0.1 0.01	6.3 4 0.6 45 4 6.3	GFrict
LBB N/S	0/12	Z40	- 1 / 70 km - 1086 m initial relief - slope 32km	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 0 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 48 48	0 30 10 0 40 0	500 75 10 10000 10000 1000		0.04 0.01 0 0.005 0.01 0.009	0.04 0.009 0 0.005 0.009 0.009	0.06 0.1 50 0.02 0.1 0.06	6.3 4 0.6 45 4 6.3	GFrict
Leeward	0/12	Z41	- 70 / 1.5 km - 740 m initial relief - slope 22km	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	0 0 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 48 48	0 30 10 0 40 0	500 75 10 10000 10000 1000		0.04 0.01 0 0.005 0.01 0.009	0.04 0.009 0 0.005 0.009 0.009	0.06 0.1 50 0.02 0.1 0.06	6.3 4 0.6 45 4 6.3	GFrict

Annexe 9: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 42 - 49

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °	
Leeward	0/12	Z42	- 65 / 1 km - 740 m initial relief - slope 22km - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	0	25	0	500		0.04	0.04	0.06	6.3		
							20	280	Inner platform	0	16	30	150		0.01	0.009	0.1	4		GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6		
									Reef	1	25	0	10000		0.005	0.005	0.02	45		
									Slope peloidal mud	6	48	40	10000		0.01	0.009	0.1	4		
									Turbidite	0	48	0	1000		0.009	0.009	0.06	6.3		
Leeward	0/12	Z43	- 65 / 1 km - 740 m initial relief - slope 22km - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	0	25	0	500		0.04	0.04	0.06			
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.01	0.009	0.1			
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50			
									Reef	1	25	0	10000		0.005	0.005	0.02			
									Slope peloidal mud	6	48	40	10000		0.01	0.009	0.1			
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06			
Leeward	0/12	Z44	- 65 / 1 km - 740 m initial relief - slope 22km - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	0	25	0	500		0.04	0.04	0.06			
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.01	0.009	0.1			
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50			
									Reef	1	25	0	10000		0.005	0.005	0.02			
									Slope peloidal mud	6	48	40	10000		0.01	0.009	0.1			
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06			
Leeward	0/12	Z45	- 65 / 1 km - 740 m initial relief - slope 22km - max 3.7°	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	500		0.04	0.04	0.06	4.6	2.9	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.01	0.09	0.1	3.7	1.1	
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6	1.1	
									Reef	1	25	0	10000		0.005	0.005	0.02	45	1.1	Avalanching
									Slope peloidal mud	6	48	40	10000		0.01	0.09	0.1	4	2.3	
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06	6.3	1.1	
Leeward	0/12	Z46	- 65 / 1 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	500		0.04	0.04	0.06	4.6	2.9	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.01	0.09	0.1	3.7	1.1	
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6	1.1	
									Reef	1	25	0	20000		0	0	0	45	1.1	Avalanching
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000		1	1	1	4.6	2.3	
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06	6.3	1.1	
Leeward	0/12	Z47	- 65 / 1 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100		0.04	0.07	0.06	4		
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.08	0.7	0.7	3.7		
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6		GFrict
									Reef	1	25	0	20000		0	0	0	45		
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000		0.2	0.2	0.2	3.4		
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06	4		
Leeward	0/12	Z48	- 65 / 1 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100		0.04	0.07	0.06	4		
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.08	0.7	0.7	3.7		
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6		GFrict
									Reef	1	25	0	20000		0	0	0	45		
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000		0.08	0.08	0.08	3.4		
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06	4		
Leeward	0/12	Z49	- 65 / 1 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100		0.04	0.07	0.06	5.7		
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500		0.08	0.7	0.7	5.7		
									Pelagic	12	∞	10	10		0	0	50	0.6		GFrict
									Reef	1	25	0	20000		0	0	0	45		
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000		0.01	0.01	0.01	5.7		
									Turbidite	0	48	0	0		0.009	0.009	0.06	4		

Annexe 10: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 50 - 57

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/12	Z50	- 65 / 1 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100	Turbidite	30	0.04	0.07	0.06	5.7	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	20000	Reef	10	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000	Slope mud	20	0.01	0.01	0.01	5.7	
									Turbidite	0	48	0	0			0.1	0.1	0.1	5.7	
Leeward	0/12	Z51	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100	Turbidite	1000	0.04	0.07	0.06	5.7	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	20000	Reef	10	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000	Slope mud	20	0.01	0.01	0.01	5.7	
									Turbidite	0	48	0	0			0.1	0.1	0.1	5.7	
Leeward	0/12	Z52	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100	Turbidite	1000	0.1	0.1	0.1	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	20000	Reef	10	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	20000	Slope mud	20	0.01	0.01	0.01	5.7	
									Turbidite	0	48	0	0			2	2	2	2.6	
Leeward	0/12	Z53	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100	Turbidite	1000	0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	10	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	150	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	48	0	0			2	2	2	0	
Leeward	0/12	Z54	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	100	Turbidite	15	0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	15	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	48	0	0			1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z55	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	30	1000	Turbidite	15	0.08	0.08	0.08	2.6	1.7	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	1.1	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	0.3	
									Reef	1	25	0	30000			0	0	0	45	8.5	Avalanching
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000			0.1	0.1	0.1	4.6	2.9	
									Turbidite	0	48	0	0			1	1	1	2.9	2.3	
Leeward	0/12	Z56	- 65 / 2.5 km - 740 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	48	0	0			1	1	1	1.9	
Exuma	0/12	Z57	- 80 / 2.5 km - N 42° - 2218 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	48	0	0			1	1	1	1.9	

Annexe 11: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 58 - 66

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/12	Z58	- 600 / 3 km - 5272 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
Toto							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
Exuma									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
San Sal									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Toto	0/12	Z60	- 160 / 1.5 km - 2116m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	12	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
Exuma							12	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Toto	0/12	Z61	- 160 / 1.5 km - 2116m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	16	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
Exuma							16	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Toto	0/12	Z62	- 160 / 1.5 km - 2116m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	18	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
Exuma							18	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z63	- 70 / 1.5 km - 739m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	12	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							12	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z64	- 70 / 1.5 km - 739m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	16	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							16	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z65	- 70 / 1.5 km - 739m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	18	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							18	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z66	- 70 / 1.5 km - 739m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30	0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10			0	0	50	0.6	GFrict
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30	0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0			1	1	1	1.9	

Annexe 12: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 67 - 74

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/12	Z67	- 70 / 1.5 km - 739 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500					0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z68	- 65 / 2.5 km - 739 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500					0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward	0/12	Z69	- 70 / 5 km - 739 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	12	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							12	280	Inner platform	5	16	30	2500					0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward Toto Exuma San Sal	0/12	Z70	- 500 / 5 km - 5000 m initial relief	0.5/0.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500					0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward Toto Exuma San Sal	0/12	Z71	- 600 / 30 km - 4853 m initial relief	1/1	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500					0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward Toto Exuma San Sal	0/12	Z72	- 600 / 10 km - 4489 m initial relief	1/1	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350	0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward Toto Exuma San Sal	0/12	Z73	- 600 / 5 km - 5301 m initial relief	1/1	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350	0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	
Leeward Toto Exuma San Sal	0/12	Z74	- 600 / 20 km - 5399 m initial relief	1/1	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30			0.08	0.08	0.08	2.6	GFrict
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350	0.01	0.7	0.7	5.7	
									Pelagic	12	∞	10	10					0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30			0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0					1	1	1	1.9	

Annexe 13: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 75 - 81

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
LBB	0/12	Z75	- 15 / 150 km - 1503 m initial relief	1.5/1.5	44	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30					0.08	0.08	0.08	2.6	
							20	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	1.9	
LBB	0/12	Z76	- 7.5 / 150 km - 1499 m initial relief	1.5/1.5	44	0.01 Ma	7	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30					0.08	0.08	0.08	2.6	
							7	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	1.9	
LBB Regional	0/12	Z77	- 300 / 202 km - 4848 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	40	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30					0.08	0.08	0.08	2.6	
							40	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	350			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	350	Max			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	4.6	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	1.9	
LBB Providence	0/12	Z78	- 10 / 202 km - 1971 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	115			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	150	Max			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	30000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence	0/12	Z79	- 8 / 202 km - 1892 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	100	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	115			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	30000	Turbidite	1	150	Max			0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	30000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence	0/12	Z80	- 16 / 202 km - 1990 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence	0/12	Z81	- 16 / 202 km - 1990 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	2500			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000	Turbidite	30					0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	

Annexe 14: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 82 - 88

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
LBB Providence	0/12	Z82	- 16 / 202 km - 1990 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	40	10000	Turbidite	30					0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence GBB	0/12	Z83	- 50 / 250 km - 2992 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000	Turbidite	30					0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
Regional LBB Providence GBB	0/12	Z84	- 400 / 224 km - 4850 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	30					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000	Turbidite	30					0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence GBB	0/12	Z85	- 40 / 224 km - 1840 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	2500	Turbidite	50					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000							0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
LBB Providence GBB	0/12	Z86	- 6 / 224 km - 1499 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	10000	Turbidite	50					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000							0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
Regional Bahamas	0/12	Z87	- 670 / 630 km - 5500 m initial relief	2/2	44	0.01 Ma	17	200	Bioclastic Oolite	1	25	0	5000	Turbidite	50					0.1	0.1	0.1	5.1	
							17	280	Inner platform	5	16	30	10000			Min	200			0.01	0.7	0.7	5.7	GFrict
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	5000	0	0	0	45	
									Slope peloidal mud	6	48	500	10000							0.05	0.05	0.05	5.7	
									Turbidite	0	0	0	0							1	1	1	4	
Leeward	0/2.58	Z88	- 60 / 10 km - 720 m initial relief - min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.6°	0.5/0.5	54	0.01 Ma	20	200	Bioclastic Oolite	1	25	10	5000	Turbidite	50					0.1	0.1	0.1	4	
							20	280	Inner platform	1	16	5000	7500			Min	Max			0.08	0.5	0.5	2.9	GFrict
									Lithified	-120	-3	1	1000							0	0	0	45	
									Pelagic	12	∞	10	10							0	0	50	0.6	
									Reef	1	25	0	10000	Turbidite	1	200	Max	Min	3000	0	0	0	71.6	
									Slope peloidal mud	6	40	3750	10000							0.12	0.9	1	2.9	
									Turbidite	0	0	0	0							2	2	2	4	

Annexe 15: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 89 - 96

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Exuma	0/2.58	Z89	- 60 / 10 km - 1753 m initial relief - min: 0.13° - mean: 9° - max 11.9°	0.5/0.5	58	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Lithified Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 -120 12 1 6 0	25 16 -3 ∞ 25 40 0	10 10000 1 10 0 7500 0	10000 20000 250 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0 0.6 2	0.1 0.1 0 50 0 0.8 2	4 2.9 45 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Regional GBB	0/2.58	Z90	- 500/ 100 km - 5000 m initial relief - max slope: Leeward: 3.7° Toto: 11.8° Exuma: 11.8° San Sal: 27°	0.5/0.5	58	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Lithified Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 -120 12 1 6 0	25 16 -3 ∞ 25 40 0	10 10000 1 10 0 7500 0	10000 20000 250 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0 0.6 2	0.1 0.1 0 50 0 0.8 2	4 2.9 45 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z92	- 50/ 25 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.6°	0.5/0.5	58	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Lithified Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 -120 12 1 6 0	25 16 -3 ∞ 25 40 0	10 10000 1 10 0 7500 0	10000 20000 250 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0 0.6 2	0.1 0.1 0 50 0 0.8 2	4 2.9 45 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z93	- 60/ 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.79 Ma: -67 0.79-1.7 Ma: -3 1.7-2.58 Ma: 106	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Lithified Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 -120 12 1 6 0	25 16 -3 ∞ 25 40 0	10 10000 1 10 0 7500 0	10000 20000 250 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0 0.6 2	0.1 0.1 0 50 0 0.8 2	4 2.9 45 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z94	- 60/ 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	58	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Lithified Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 -120 12 1 6 0	25 16 -3 ∞ 25 40 0	10 10000 1 10 0 7500 0	10000 20000 250 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0 0.6 2	0.1 0.1 0 50 0 0.8 2	4 2.9 45 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z95	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-1.7 Ma: 41 1.7-2.58 Ma: 102	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.4 0 0 0.7 2	0.1 1 50 0 0.8 2	4 2.3 0.6 71.6 2.3 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z96	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-1.7 Ma: 53 1.7-2.58 Ma: 79.5	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200 	Max Max 	Min Min 	Max 3000 	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.4 0 0 0.7 2	0.1 1 50 0 0.8 2	4 2.3 0.6 71.6 2.3 4	GFrict

Annexe 16: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 97 - 103

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z97	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-1.7 Ma: 53 1.7-2.58 Ma: 79.5	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	3000	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z98	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.42 Ma: -71 0.42-1.7 Ma: -54 1.7-2.1 Ma: -70 2.1-2.58 Ma: 65	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	3000	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z99	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	58	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	3000	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z100	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: -111 0.45-1.7 Ma: -40 1.7-2.58 Ma: 65	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 15000 0	10000 30000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	3000	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z101	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: -111 0.45-1.7 Ma: -40 1.7-2.58 Ma: 65	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 15000 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z102	- 60 / 7.5 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: -111 0.45-1.7 Ma: -40 1.7-2.58 Ma: 65	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z103	- 60 / 7.5 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: -155 0.45-1.7 Ma: Platform: -12 Uppe slope: -48 1.7-2.58 Ma: 74	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 10 0 15000 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 17: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 104 - 110

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z104	- 60 / 7.5 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.5° - max 2.2°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: 155 0.45-1.7 Ma: Platform: 12 Upper slope: 48 1.7-2.58 Ma: 74	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 2	0.1 0.2 0 0 0.6 2	0.1 0.2 50 0 0.8 2	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z105	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: 155 0.45-1.7 Ma: Platform: 12 Upper slope: 48 1.7-2.58 Ma: 74	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 0 7500 0	10000 20000 10 30000 30000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z106	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: 155 0.45-1.7 Ma: Platform: 12 Upper slope: 48 1.7-2.58 Ma: 74	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 0 7500 0	10000 20000 10 30000 35000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z107	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: 155 0.45-1.7 Ma: Platform: 4 Upper slope: 40 1.7-2.58 Ma: 74	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 10000 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	2.1/2.58	Z108	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	2.1-2.58 Ma: Platform: 75 Upper slope: 98	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 0 40000 0	10 15000 10 0 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	2.1/2.58	Z109	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 0 40000 0	10 15000 10 0 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	1.7/2.58	Z110	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	1.7-2.1 Ma: Platform: 162 Upper slope: 162 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	 Min 200	 Max Max	 Min	 Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 18: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 111 - 115

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	1.7/2.58	Z111	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	1.7/2.58	Z112	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0.45/2.58	Z113	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0.45-1.7 Ma: Platform: 4 Upper slope: 40 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0.45/2.58	Z114	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z115	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 19: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 115 - 120

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z116	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	2.1/2.58	Z117	- 50 / 20 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.6° - max 2.7°	0.5/0.5	2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.005 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 15000 10 0 40000 0	10 15000 10 0 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Exuma San Sal	0/2.58	Z118	- 180 / 60 km - 4850 m initial relief : min: 0.13° - mean: 8° - max 25°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.005 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	10 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200	Max Max	Min	Max	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Ref Model																								
Leeward	0/2.58	Z119	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z120	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	56	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 20: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 121 - 124

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m		Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z121	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	Platform: 56 Slope/basin: 87	0.01 Ma	20 20		200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z122	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	160 90	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Exuma Sound	0/2.58	Z123	- 160 / 40 km - 4849 m initial relief : min: 0.13° - mean: 7.5° - max 25°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	160 90	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Exuma Sound	0/2.58	Z124	- 160 / 40 km - 4849 m initial relief : min: 0.13° - mean: 7.5° - max 25°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 21: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 125 - 128

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m		Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Exuma Sound	0/2.58	Z125	- 160 / 40 km - 4849 m initial relief : min: 0.13° - mean: 7.5° - max 25°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	2D	160 90	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	 Min 200	 Max Max	 Min	 7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Exuma Sound	0/2.58	Z126	- 160 / 40 km - 4849 m initial relief : min: 0.13° - mean: 7.5° - max 25°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	2D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	 Min 200	 Max Max	 Min	 7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z127	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	2D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	 Min 200	 Max Max	 Min	 7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z128	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma				Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	 Min 200	 Max Max	 Min	 7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 22: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 129 - 132

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z129	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma			Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0					Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z130	- 60 / 30 km - 845 m initial relief : min: 0.13° - mean: 2.2° - max 3.8°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 1D 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z131	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	18 waves each 20° whith base 20m and frequency 20% 1D		Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z132	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	30 1D 30	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200 	Max Max 	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 23: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 133 - 136

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m		Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z133	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	10 10	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z134	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	10 10	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min	Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z135	- 60 / 30 km - 570 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.2° - max 2.7°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z136	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 0 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 24: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 137 - 140

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m		Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z137	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z138	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 0 0	10000 25000 10 35000 0 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z139	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 0 0	10000 25000 10 17500 0 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z140	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 17500 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 25: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 141 - 144

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m		Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °	
Leeward	0/2.58	Z141	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 70000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict	
Leeward	0/2.58	Z142	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 8750 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict	
Leeward	0/2.58	Z143	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	1D	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 3750 0	10000 25000 10 8750 20000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict	
Leeward	0/2.58	Z144	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20		200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 5833 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict	

Annexe 26: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 145 - 148

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z145	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 1875 0	10000 25000 10 35000 10000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z146	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 1250 0	10000 25000 10 35000 6666 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z147	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 15000 0	10000 25000 10 35000 80000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z148	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 0 0	10000 25000 10 35000 0 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 27: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 149 - 152

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z149	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 30000 0	10000 25000 10 35000 160000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z150	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 80000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z151	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	40 40	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z152	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	10 10	200 280	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 28: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 153 - 156

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z153	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	25 25	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z154	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	35 35	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z155	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	15 15	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z156	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.6° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 29: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 157 - 160

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z157	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.8° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z158	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	15 15	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z159	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z160	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	25 25	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 30: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 161 - 164

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z161	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	30 30	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z162	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	35 35	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z163	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	40 40	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Leeward	0/2.58	Z164	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 1.7° - max 2.9°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	200 200	90 20	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 31: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 166 - 169

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Leeward	0/2.58	Z166	- 60 / 30 km - 720 m initial relief : min: 0.13° - mean: 0.9° - max 1.3°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Ref Model																								
Windward	0/2.58	Z167	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000	Turbidite	50 Turbidite 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z168	- 70 / 35 km - 1183 m initial relief : - max 6.6°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z169	- 70 / 35 km - 1430 m initial relief : - max 8.75°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 32: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 170 - 173

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z170	- 70 / 35 km - 1581 m initial relief : - max 10.4°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z171	- 70 / 35 km - 1081 m initial relief : - max 6.5°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z172	- 70 / 35 km - 2280 m initial relief : - max 16.6°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z173	- 70 / 35 km - 2179 m initial relief : - max 15.2°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 33: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 174 - 177

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z174	- 70 / 35 km - 1929 m initial relief : - max 12.84°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z175	- 70 / 35 km - 1780 m initial relief : - max 11.36°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z176	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 3750 0	10000 25000 10 35000 20000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z177	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 1875 0	10000 25000 10 35000 10000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 34: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 178 - 181

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °	
Windward	0/2.58	Z178	- 70 / 35 km - 1679m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 1250 0	10000 25000 10 35000 6666 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z179	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 15000 0	10000 25000 10 35000 80000	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z180	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 30000 0	10000 25000 10 35000 160000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z181	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 0 0	10000 25000 10 35000 0 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 35: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 182 - 185

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z182	- 70 / 35 km - 1679m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 17500 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z183	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 8750 40000	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z184	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 5833 40000 0	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z185	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 70000 40000 0	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

Annexe 36: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 186 - 189

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z186	- 70 / 35 km - 1679m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 140000 40000 0	Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z187	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 0 40000 0	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z188	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	10 10	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z189	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	15 15	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite	50 1	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

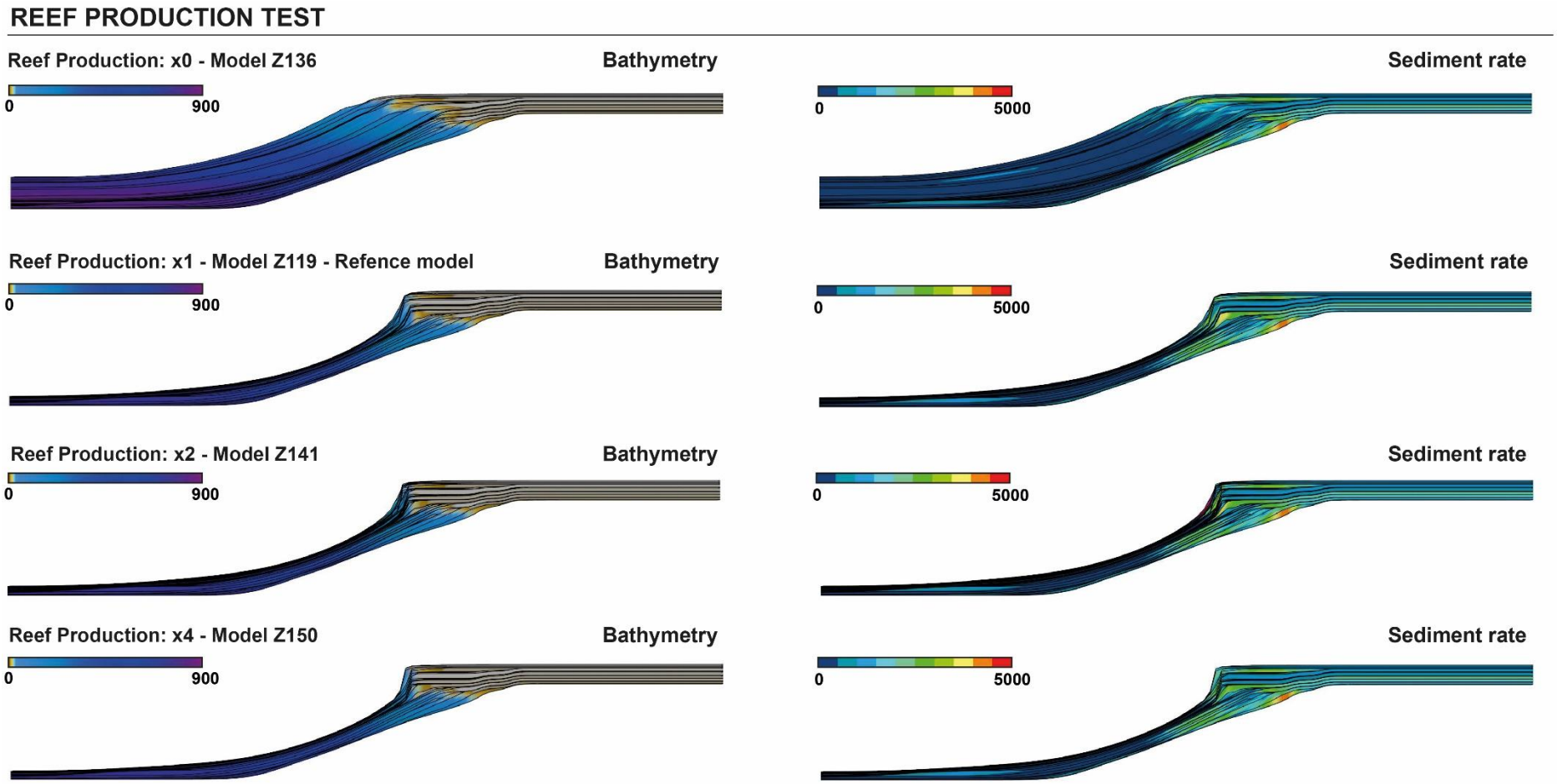
Annexe 37: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 190 - 193

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z190	- 70 / 35 km - 1679m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	25 25	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z191	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	30 30	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z192	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	35 35	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/2.58	Z193	- 70 / 35 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma	40 40	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite Turbidite 	50 1 	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

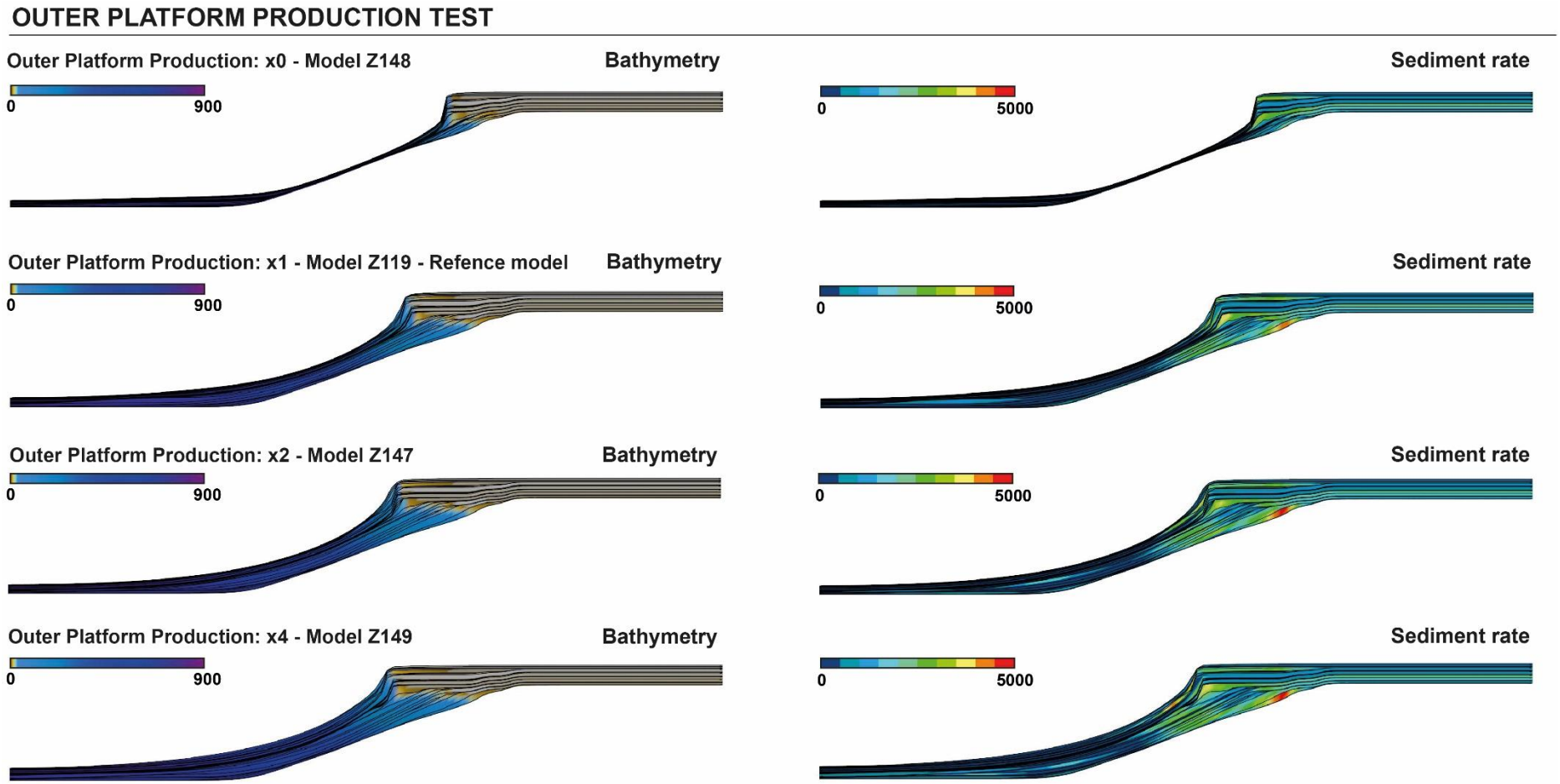
Annexe 38: Modélisation Stratigraphique - Paramètres - Modèle 194 - 198

Area	Duration Ma	Model	Initial Bathymetry	Grid Resolution Km	Subsience m/Ma	Eustasy Resolution	Waves impacts: Wave base m	Waves impacts: Azimuth °	Facies	Production / Wd m: Minimum Wd	Production / Wd m: Maximum Wd	Sediment Production Rates m/Ma: Minimum rate	Sediment Production Rates m/Ma: Maximum rate	Eco & Rew Transfo m/Ma: Produc	Eco & Rew Transfo m/Ma: Rate m/Ma	Wave Energy: Min kW/m	Wave Energy: Max kW/m	Distance to Shore: Min m	Distance to Shore: Max m	Transport Processes km²/kyr: Kgrav	Transport Processes km²/kyr: Kwater	Transport Processes km²/kyr: Kwave	Slope failure °	Freez slope °
Windward	0/2.58	Z194	- 70 / 35 km - 1679m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-0.45 Ma: Platform: 56 Upper slope: 56 0.45-1.7 Ma: Platform: 1.6 Upper slope: 56 1.7-2.1 Ma: Platform: 187 Upper slope: 187 2.1-2.58 Ma: Platform: 90 Upper slope: 112	0.01 Ma			Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/12	Z196	- 60 / 6 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-12 Ma: 44 m/Ma	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/12	Z197	- 60 / 6 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-12 Ma: 44 m/Ma	0.01 Ma	20 20	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict
Windward	0/12	Z198	- 60 / 6 km - 1679 m initial relief : - max 10.26°	0.5/0.5	0-12 Ma: 44 m/Ma	0.01 Ma	40 40	200 270	Bioclastic Oolite Inner platform Pelagic Reef Slope peloidal mud Turbidite	1 1 12 1 6 0	25 16 ∞ 25 40 0	5000 5000 10 0 7500 0	10000 25000 10 35000 40000 0	Turbidite	50 Turbidite	Min 200	Max Max	Min	7000	0.1 0.01 0 0 0.09 1	0.1 0.2 0 0 0.6 1	0.1 0.2 50 0 0.8 1	4 2.9 0.6 71.6 2.9 4	GFrict

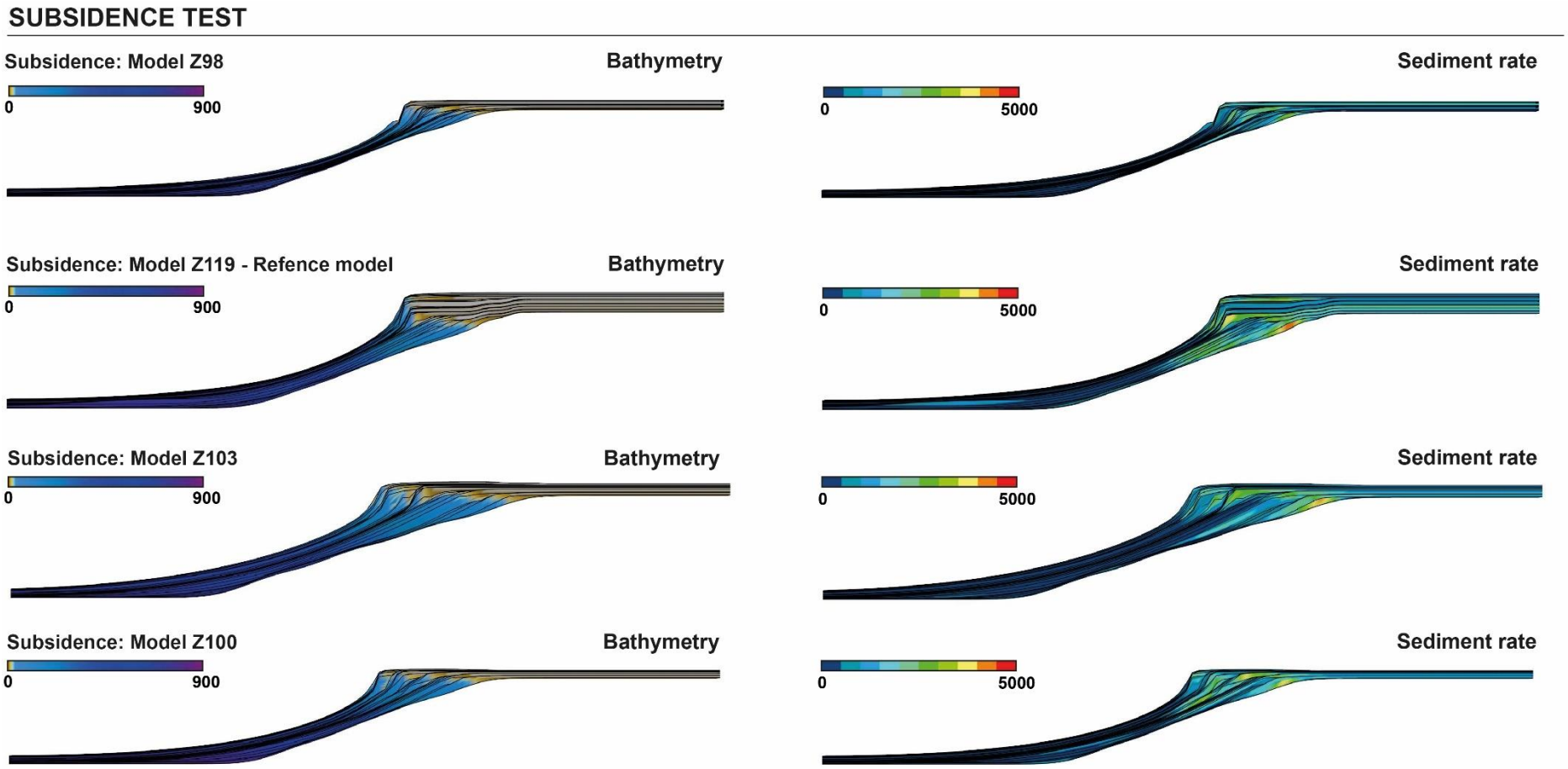
Annexe 39: Reef Production - Test - Marge sous le vent - 0 - 2.58 Ma



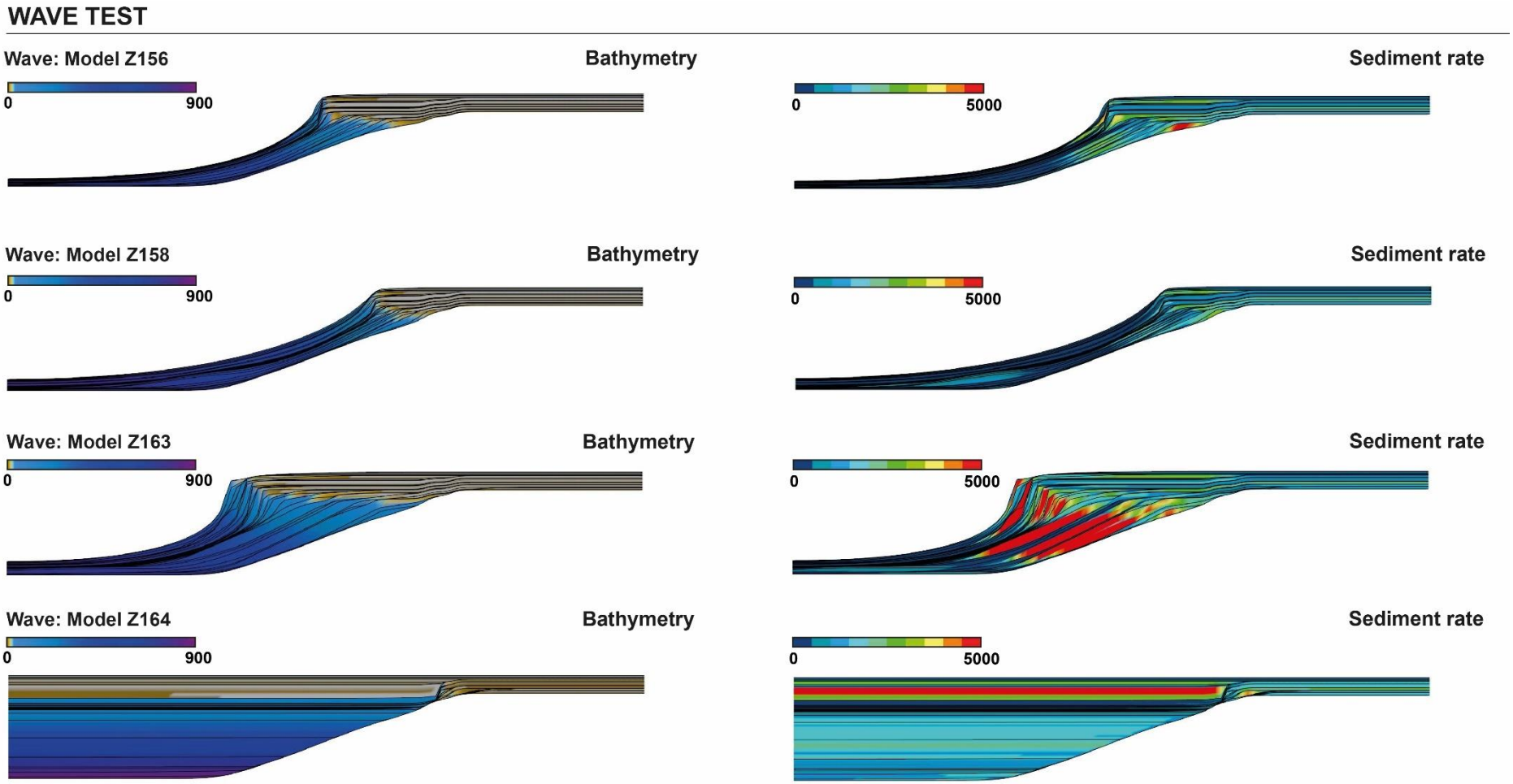
Annexe 40: Outer Platform Production - Test - Marge sous le vent - 0 - 2.58 Ma



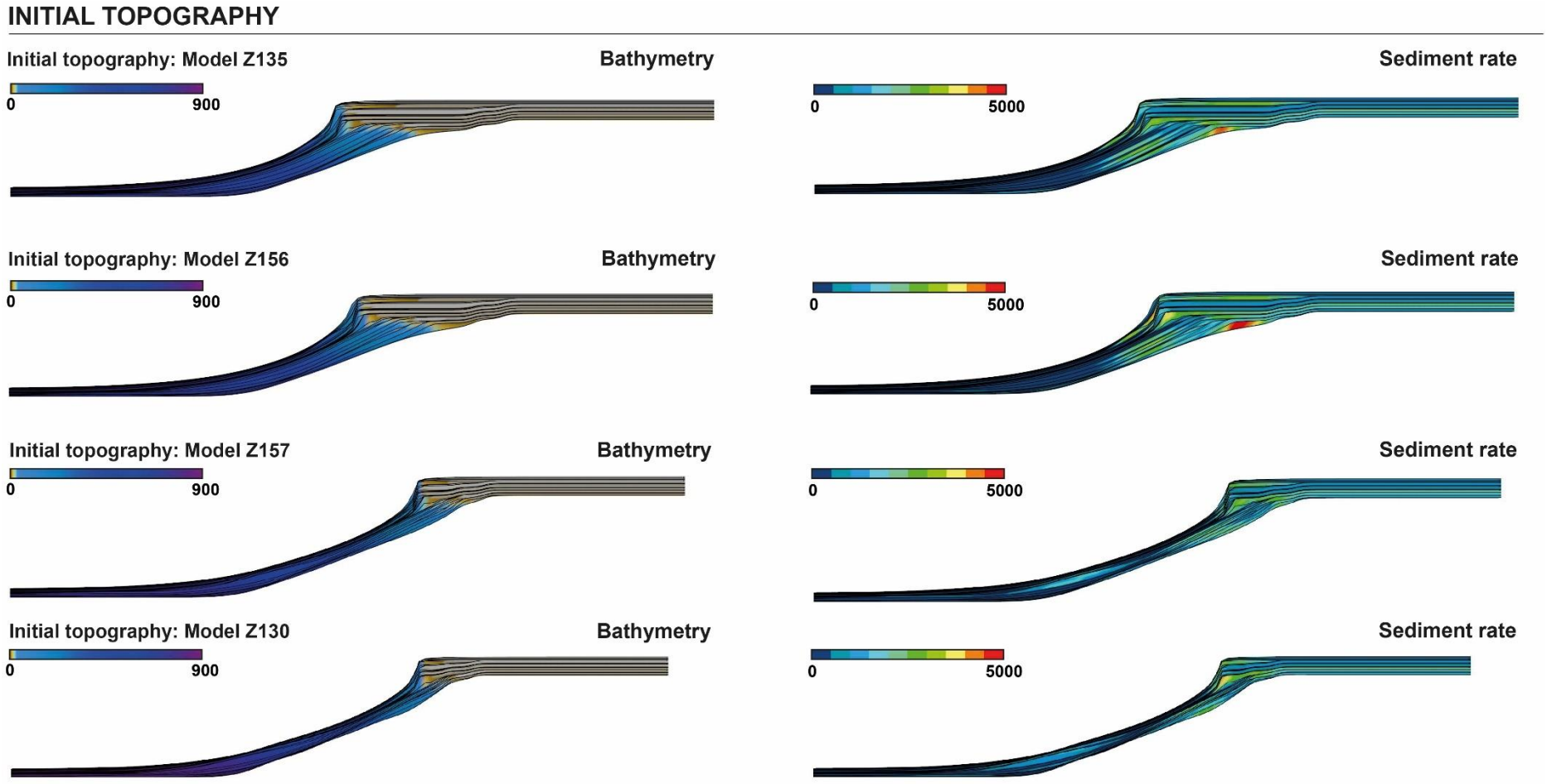
Annexe 41: Subsidence - Test - Marge sous le vent - 0 - 2.58 Ma



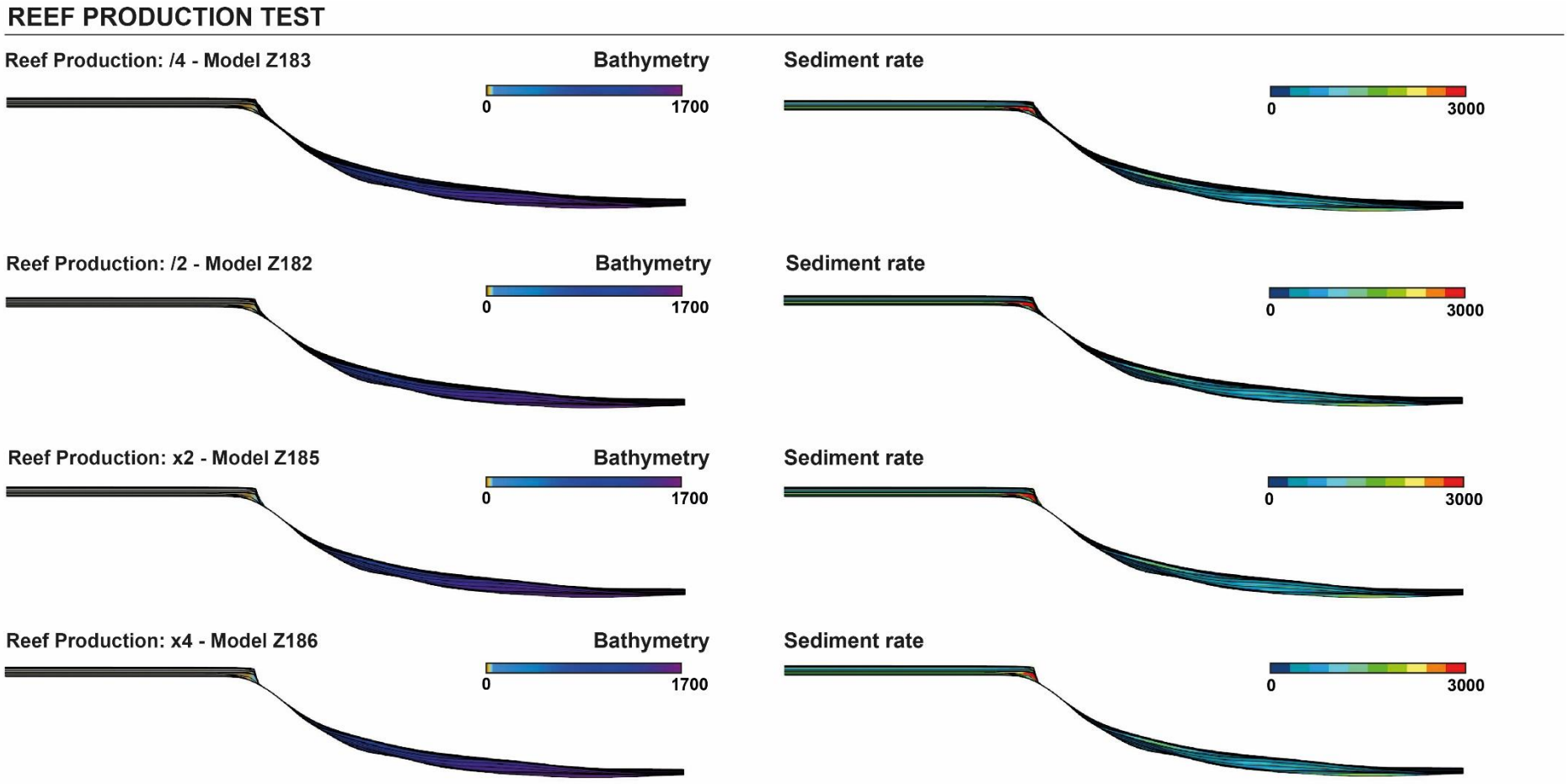
Annexe 42: Wave - Test - Marge sous le vent - 0 - 2.58 Ma



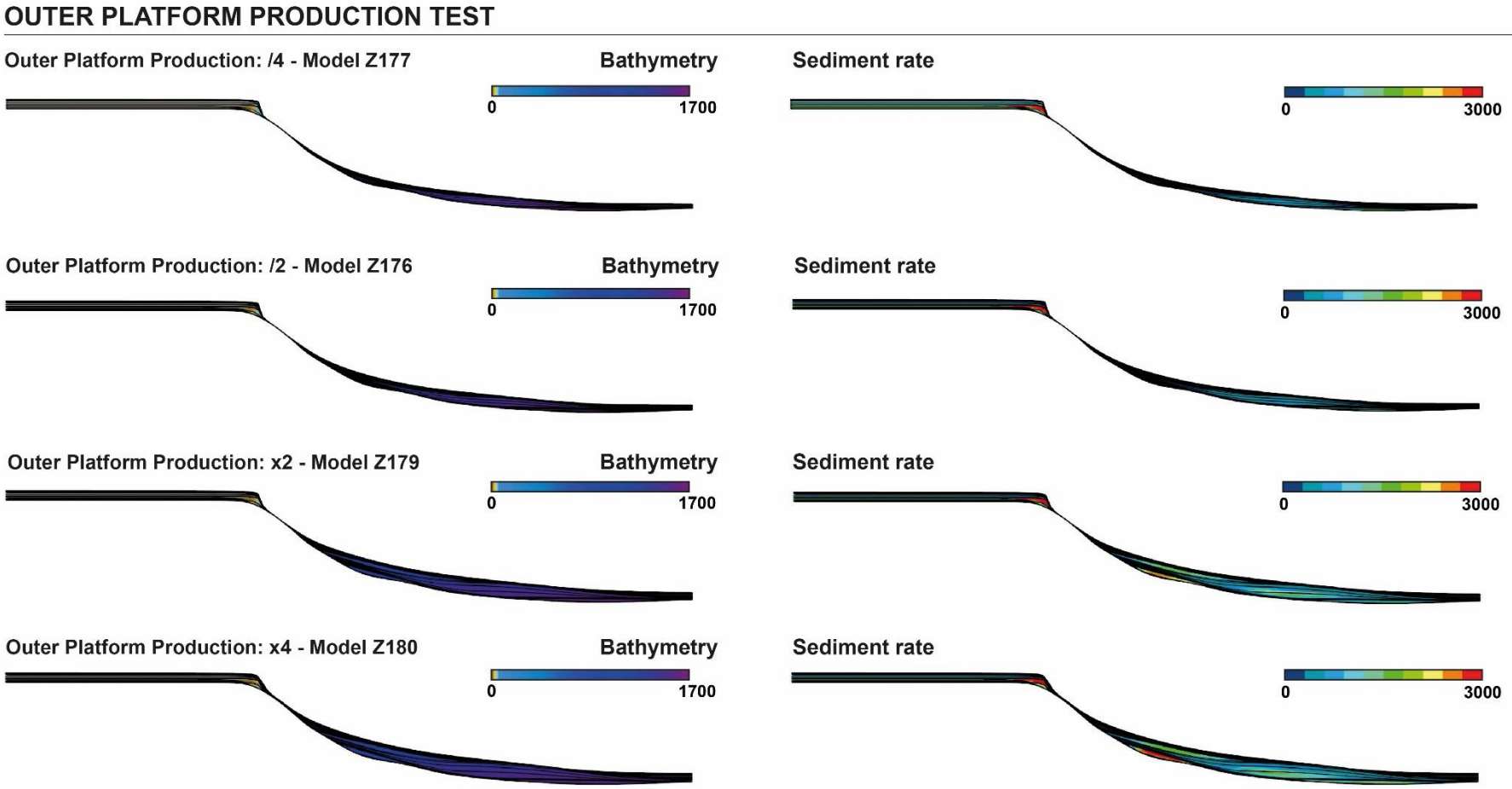
Annexe 43: Topographie initiale - Test - Marge sous le vent - 0 - 2.58 Ma



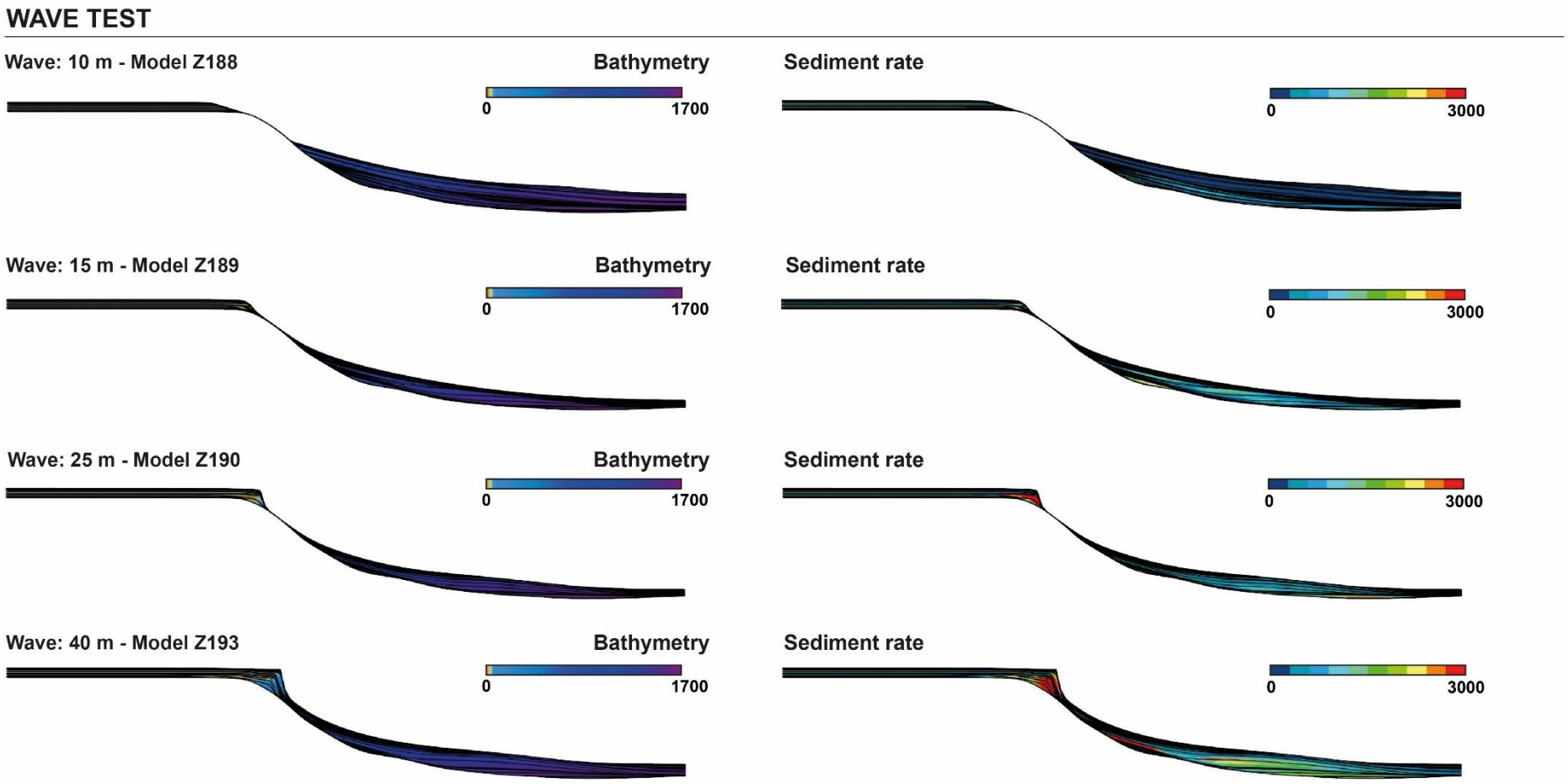
Annexe 44: Reef Production - Test - Marge au vent - 0 - 2.58 Ma



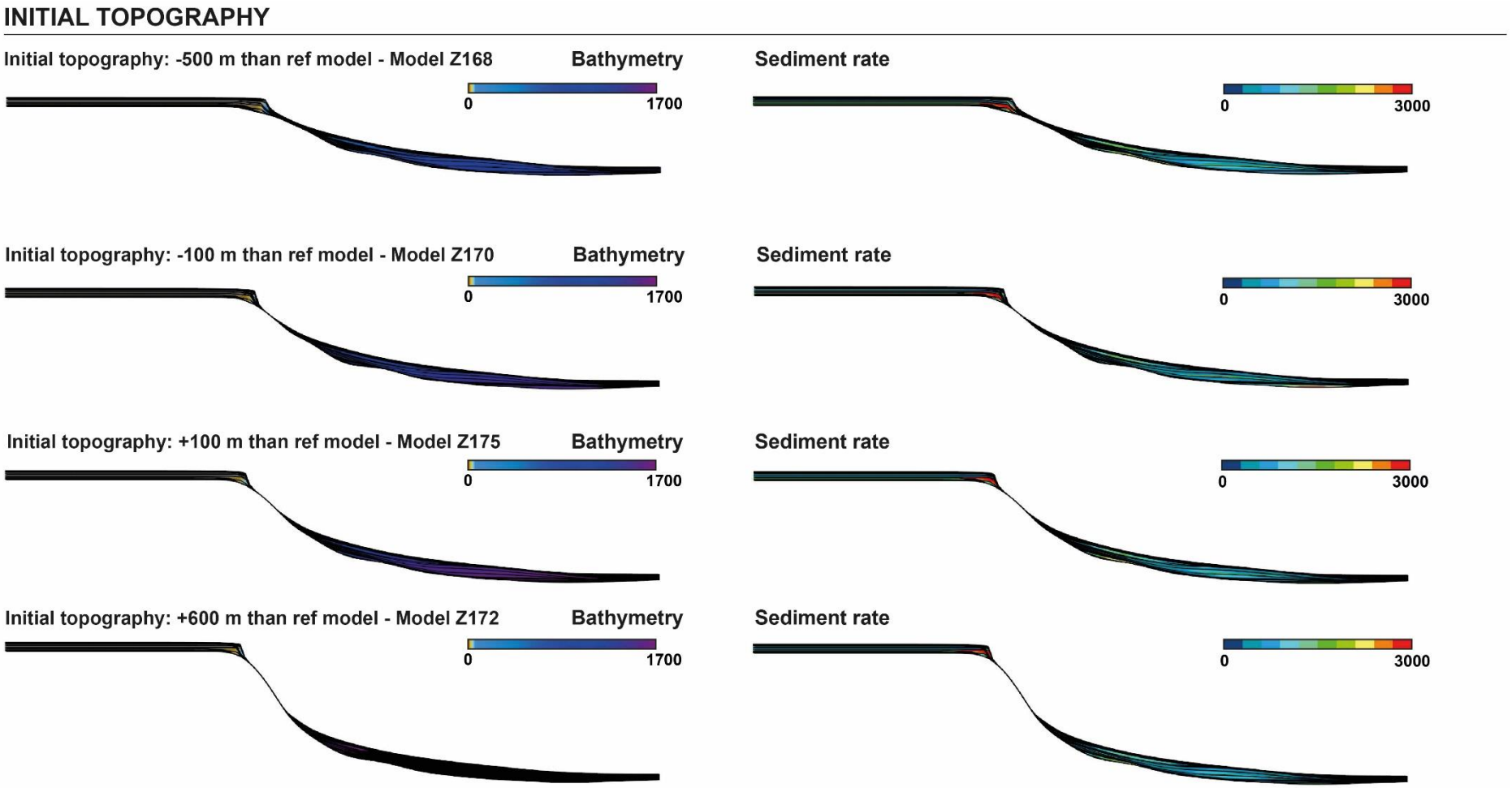
Annexe 45: Outer Platform Production - Test - Marge au vent - 0 - 2.58 Ma



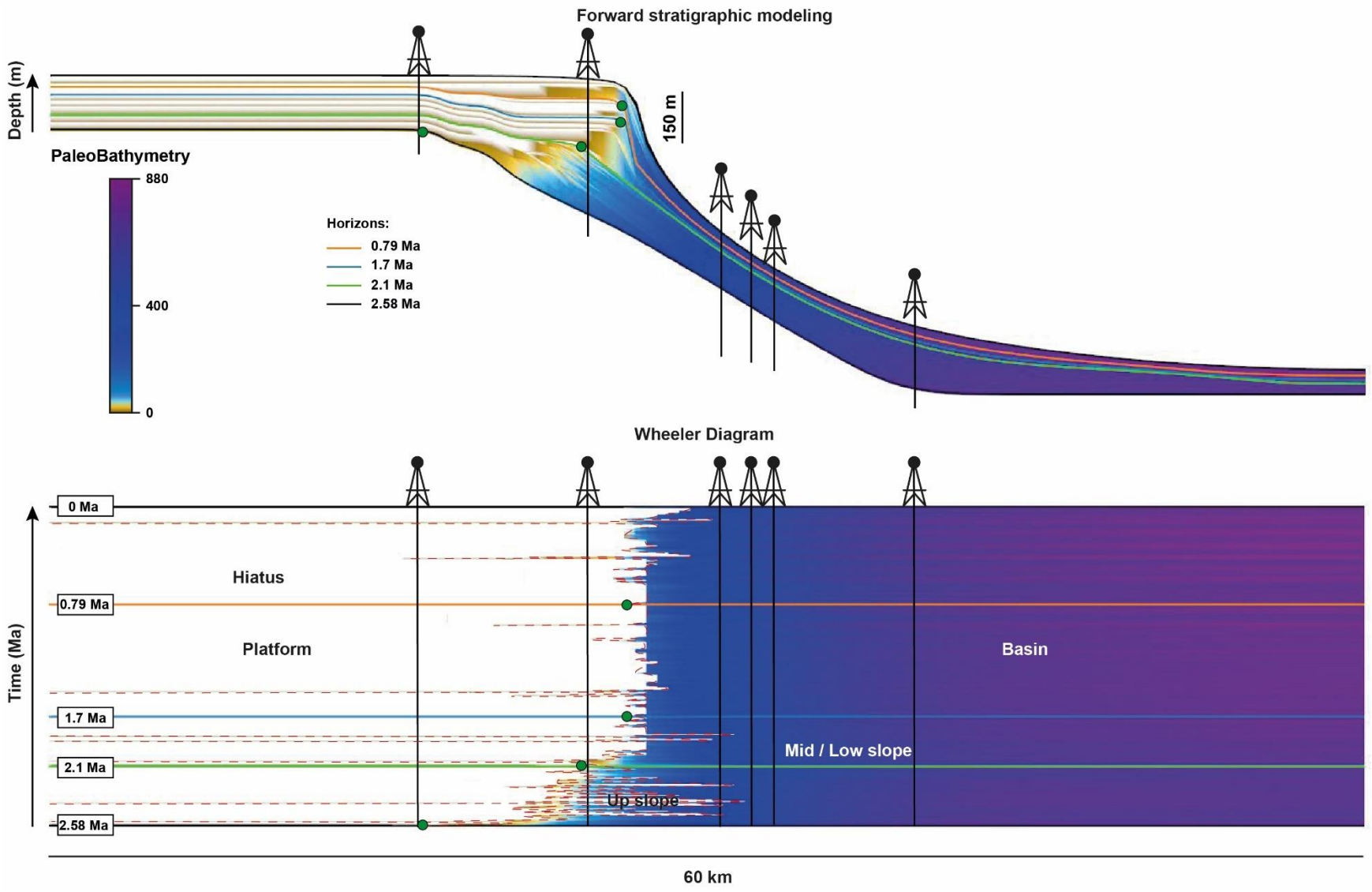
Annexe 46: Wave - Test - Marge au vent - 0 - 2.58 Ma



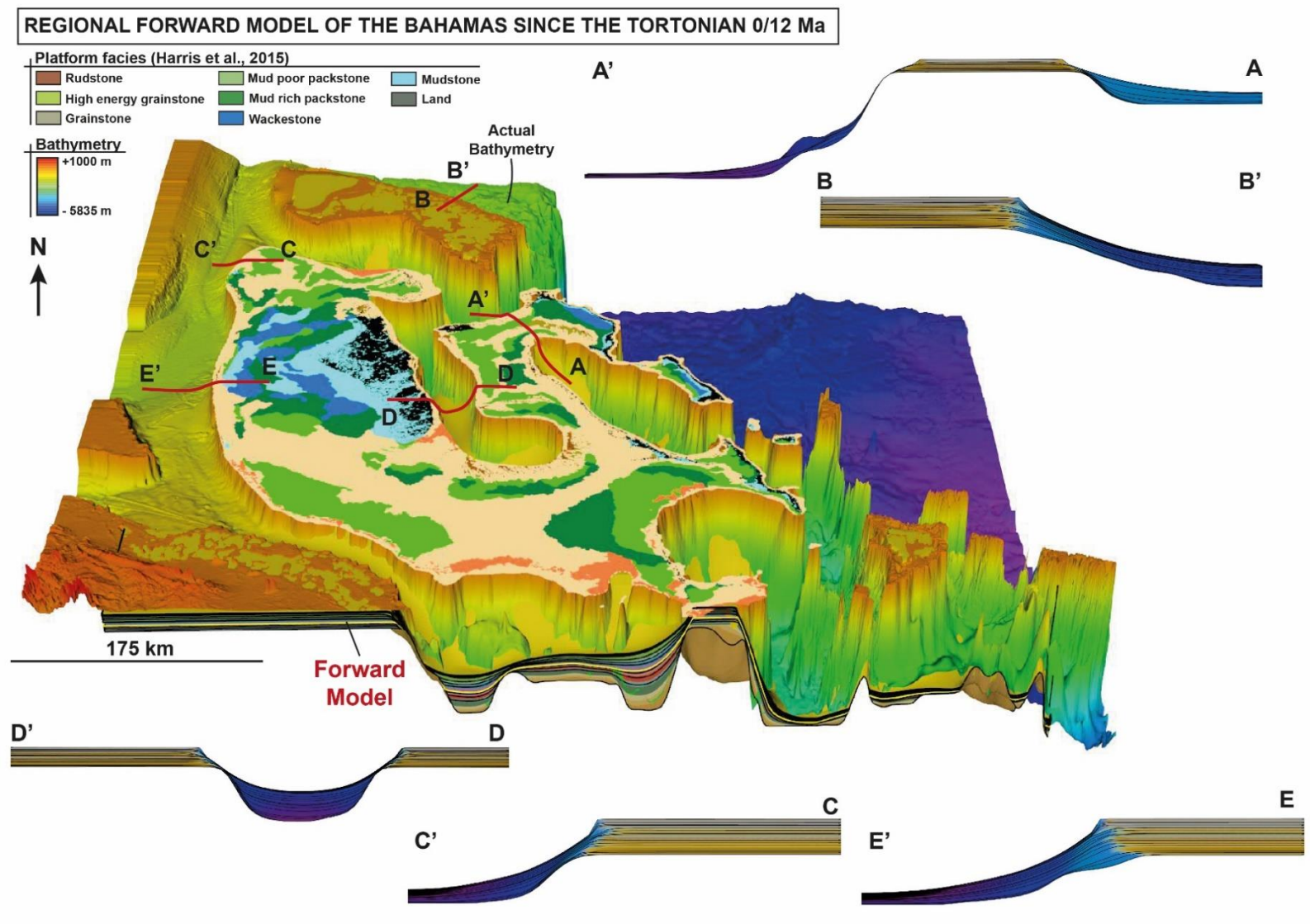
Annexe 47: Topographie initiale - Test - Marge au vent - 0 - 2.58 Ma



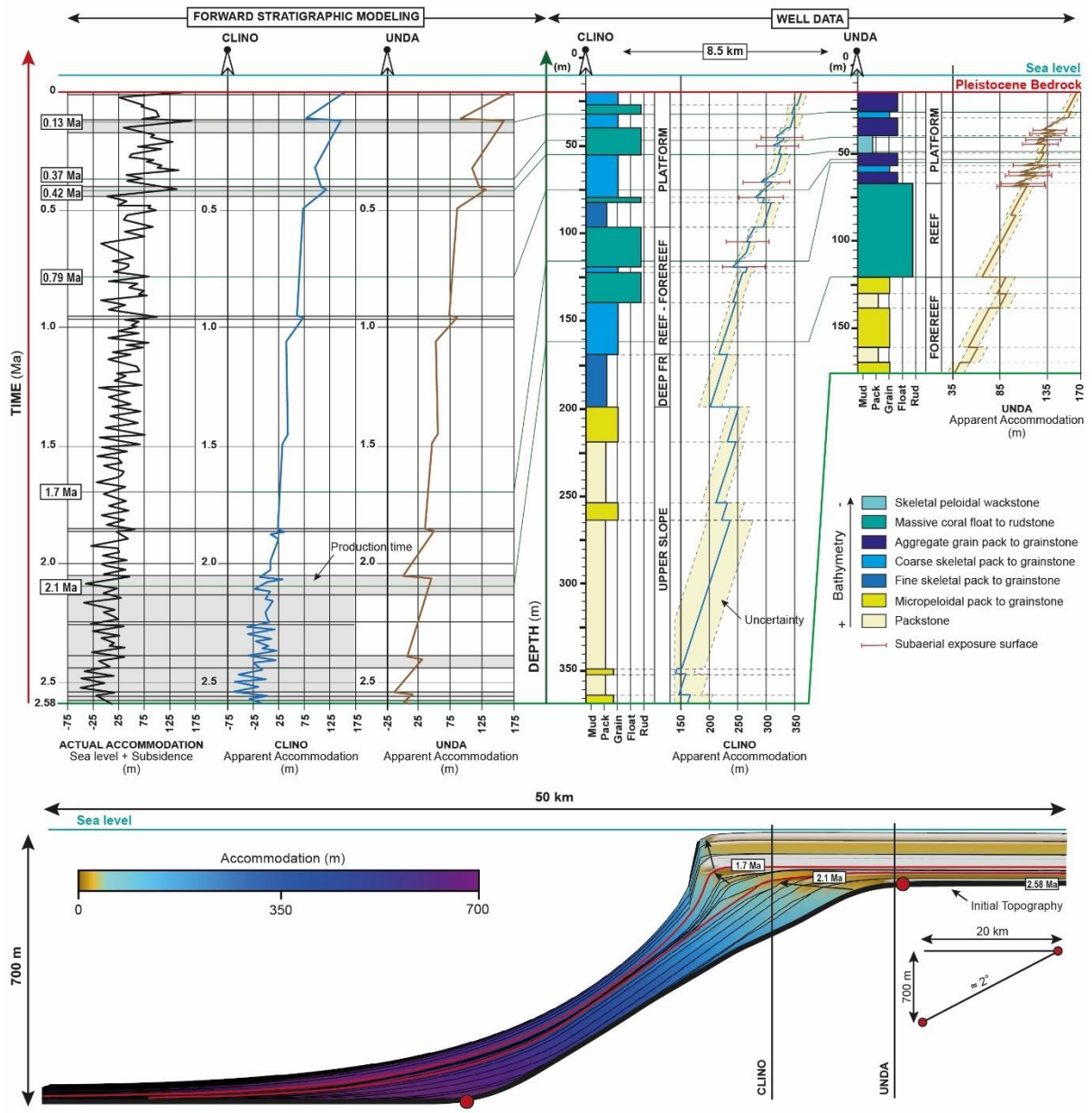
Annexe 48: Wheeler diagram - Marge sous le vent



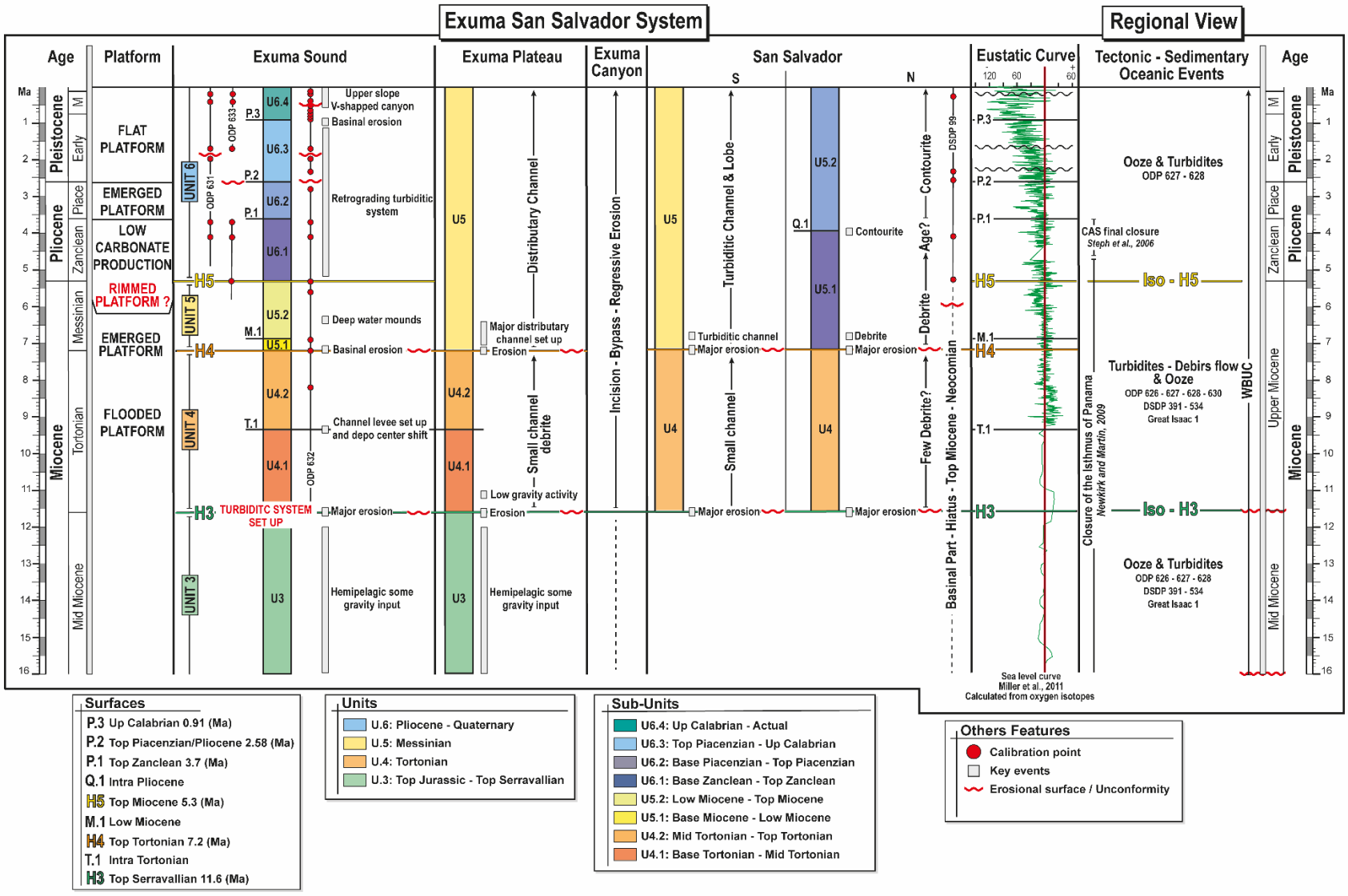
Annexe 49: Modèle de facies régional Bahamas - 0 - 12 Ma



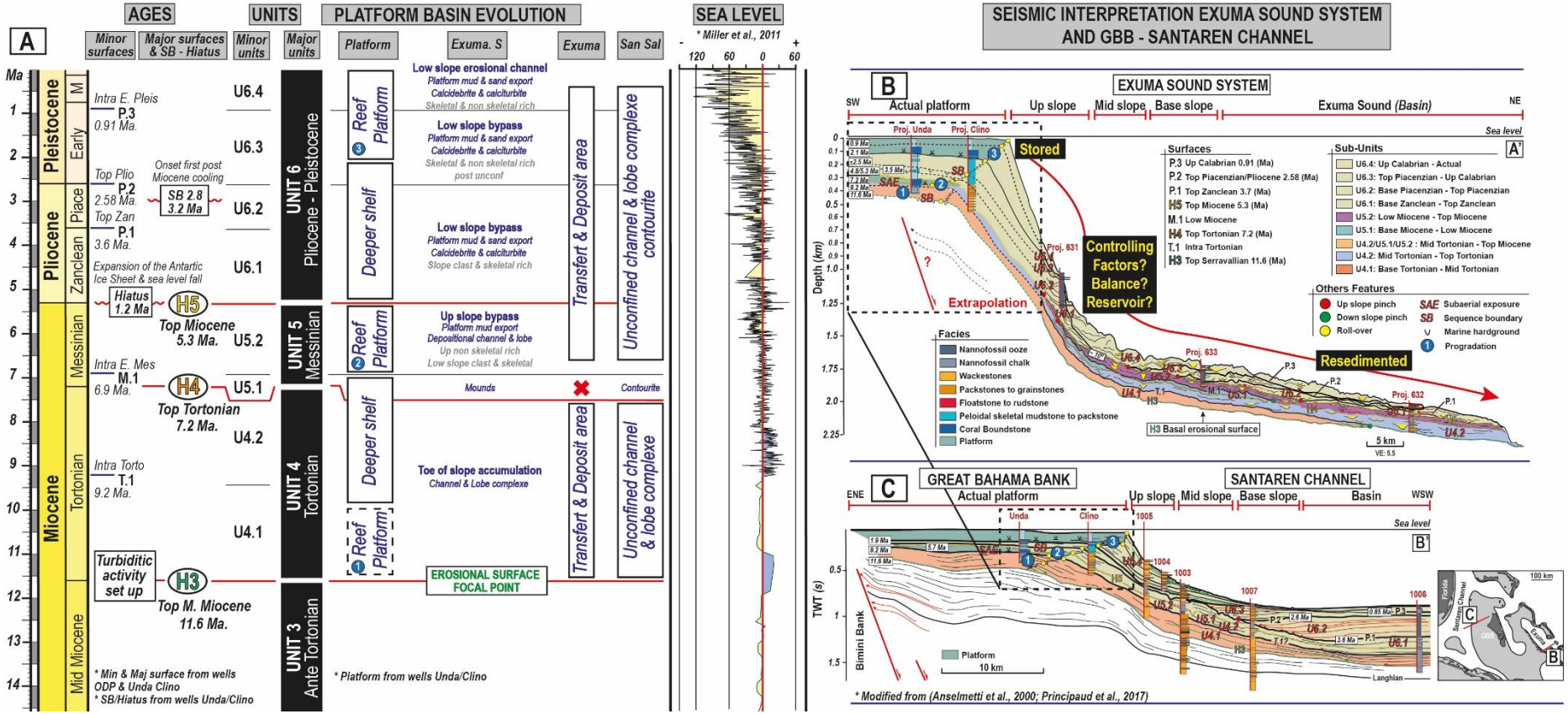
Annexe 50: Apparent accommodation and actual actual accommodation - From wells and forward stratigraphic modeling



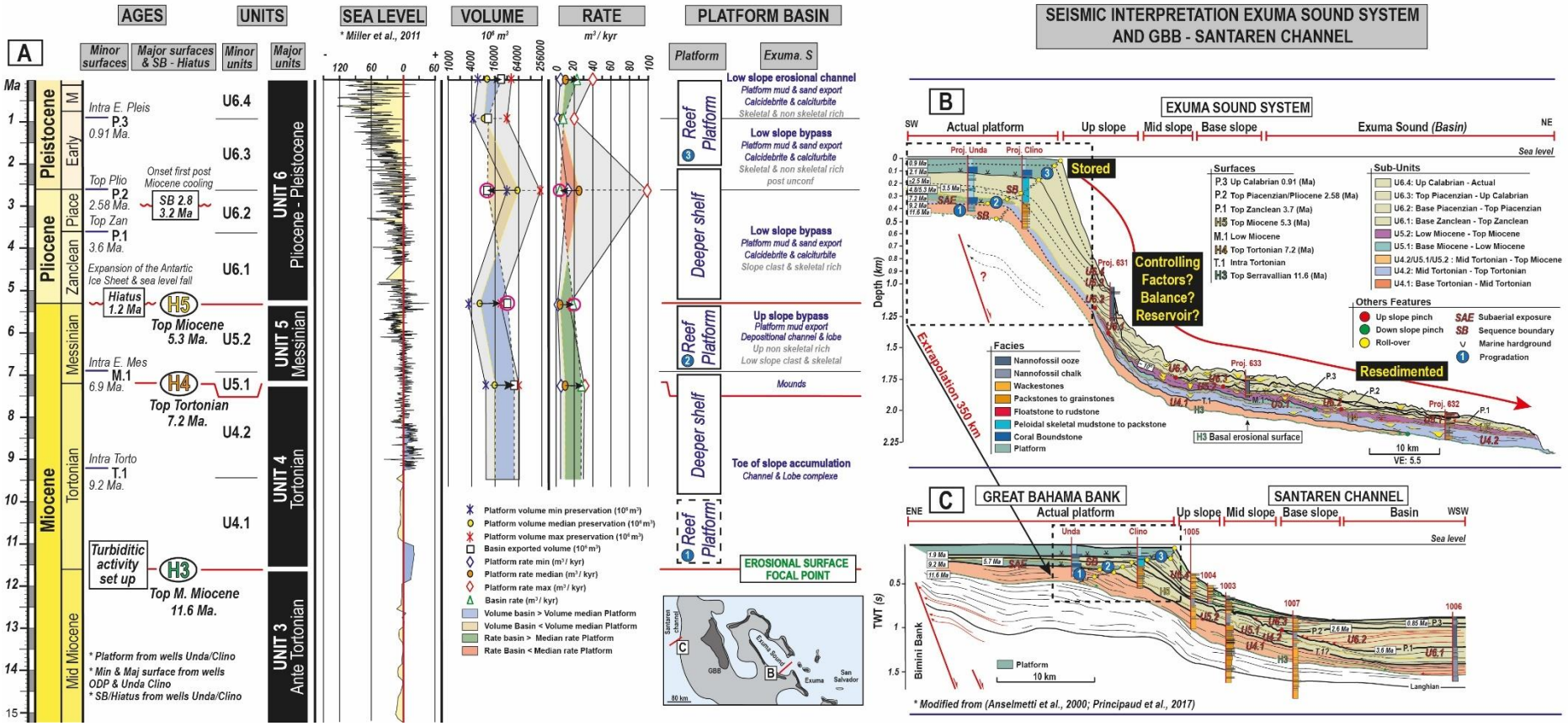
Annexe 51: Charte Stratigraphique - Exuma Sound / Plaine Abyssale de San Salvador - 0/12 Ma



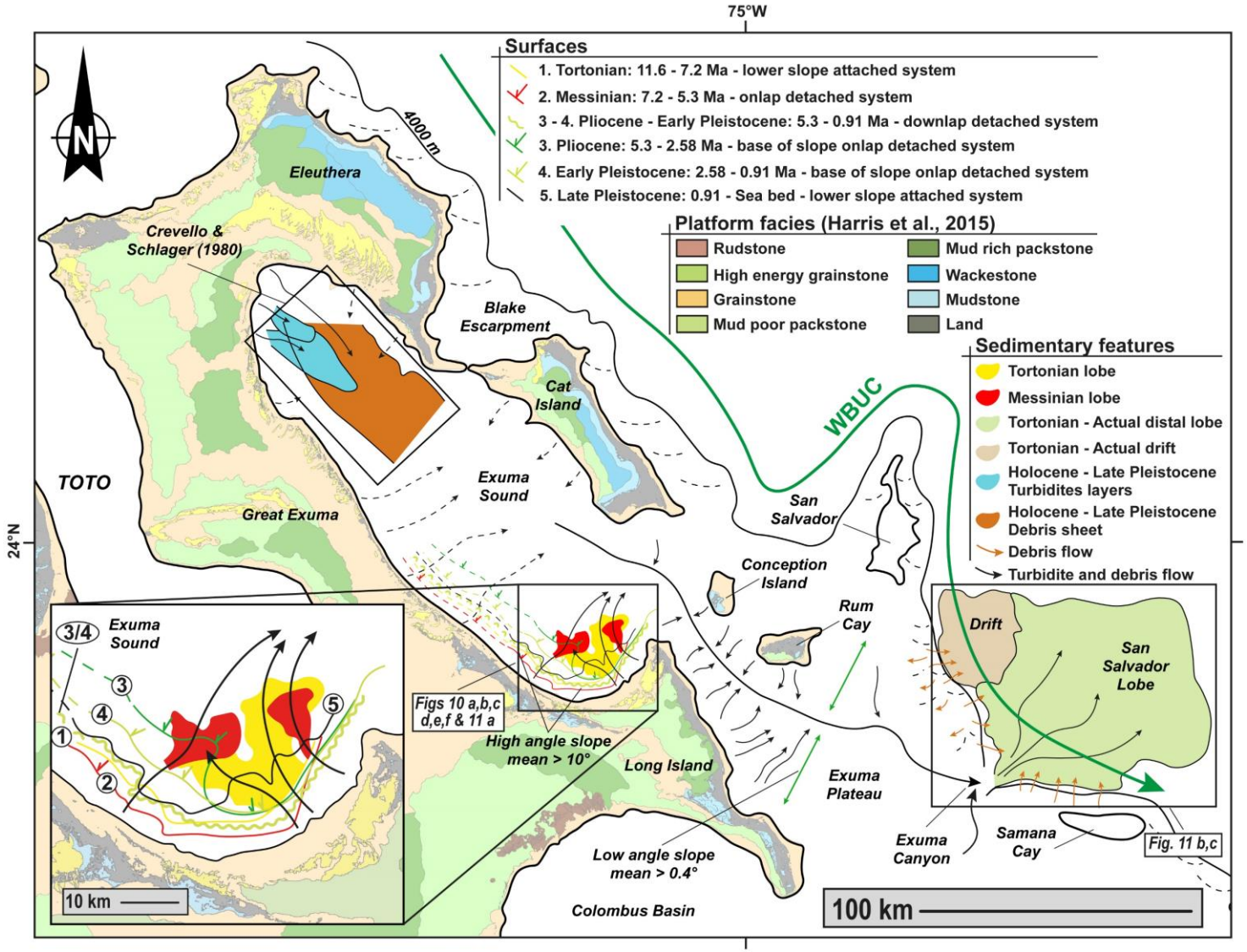
Annexe 52: Charte Stratigraphique - Exuma Sound / Plaine Abyssale de San Salvador - Profile marge au vent et sous le vent - 0/12 Ma



Annexe 53: Charte Stratigraphique - Exuma Sound - Profile marge au vent et sous le vent - Volume et taux Plateforme d'Exuma et Exuma Sound - 0/12 Ma



Annexe 54: Carte de synthèse du système d'Exuma Sound – Plaine abyssal de San Salvador depuis le Tortonien



Annexe 55: Modèle conceptuel de l'architecture stratigraphique, des processus sédimentaires des marges au vent et sous le vent des Bahamas depuis le Tortonien

