



HAL
open science

Rôle des facteurs de contrôle sur l'architecture et le fonctionnement sédimentaire des systèmes turbiditiques de l'océan Indien au cours du Cénozoïque : exemple des systèmes Rovuma-Rufiji et Gange-Brahmapoutre

Léa Fournier

► **To cite this version:**

Léa Fournier. Rôle des facteurs de contrôle sur l'architecture et le fonctionnement sédimentaire des systèmes turbiditiques de l'océan Indien au cours du Cénozoïque : exemple des systèmes Rovuma-Rufiji et Gange-Brahmapoutre. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2016. Français. NNT : 2016BORD0394 . tel-01486562

HAL Id: tel-01486562

<https://theses.hal.science/tel-01486562>

Submitted on 10 Mar 2017

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

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

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par **Léa FOURNIER**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOCLIMATS

**RÔLE DES FACTEURS DE CONTRÔLE
SUR L'ARCHITECTURE ET LE FONCTIONNEMENT
SÉDIMENTAIRE DES SYSTÈMES TURBIDITIQUES DE
L'OCÉAN INDIEN AU COURS DU CÉNOZOÏQUE :
EXEMPLE DES SYSTÈMES ROVUMA-RUFIJI ET
GANGE-BRAHMAPOUTRE**

Sous la direction scientifique de Sébastien ZARAGOSI

Soutenance prévue le 13 décembre 2016

Membres du jury :

Mme DROZ Laurence, Chargée de recherche, IUEM-LDO,	Rapporteur
M. BERNE Serge, Professeur, Université de Perpignan-CEFREM,	Rapporteur
Mme DUCASSOU Emmanuelle, Maître de conférences, Université de Bordeaux,	Examineur
M. MARTINEZ Philippe, Professeur, Université de Bordeaux,	Examineur
M. BASSINOT Franck, Directeur de recherche, LSCE-CEA,	Examineur
M. GARLAN Thierry, Ingénieur, HDR, SHOM,	Invité
M. LEPARMENTIER François, Conseiller exploration Afrique du Nord/Moyen-Orient, TOTAL,	Invité
M. MALAIZE Bruno, Maître de conférences, Université de Bordeaux,	Directeur de thèse

Résumé

Le Cénozoïque est marqué par une instabilité climatique et l'accélération des surrections continentales. Ces phénomènes engendrent une augmentation de la production sédimentaire, transférée par les fleuves vers le domaine marin profond. Les façades nord et ouest de l'océan Indien voient se mettre en place quatre des plus grands systèmes sédimentaires au monde : le Gange-Brahmapoutre, l'Indus, le Zambèze et le système tanzanien. Ce travail vise à comprendre les forçages agissant sur la sédimentation et l'architecture de deux des principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien (système tanzanien et du Gange-Brahmapoutre), pour ensuite les comparer avec leurs plus proches voisins (respectivement le Zambèze et l'Indus). Nos principaux résultats, basés sur une approche multiproxy dans les deux zones, mettent en évidence plusieurs points : (1) l'évolution tectono-sédimentaire de la marge tanzanienne au cours du Cénozoïque a mené au développement d'un système turbiditique majeur et atypique, dont la morphologie moderne atteste de l'importance de l'activité tectonique sur sa construction ; (2) le système du Gange-Brahmapoutre enregistre une activité sédimentaire polyphasée, en lien principalement avec les variations du niveau marin. Ce système est capable d'enregistrer les variations de nombreux forçages, influençant à la fois les bassins versants et le domaine marin. Le fonctionnement sédimentaire et l'architecture des systèmes turbiditiques ont révélé une grande diversité selon le contexte géodynamique et physiographique des façades étudiées. La nécessité d'intégrer l'ensemble des forçages (agissant depuis le bassin versant jusque dans le domaine marin profond) dans l'étude de l'activité sédimentaire d'un système turbiditique apparaît essentielle de nos jours.

Mots clés : système turbiditique, marge tanzanienne, baie du Bengale, transferts sédimentaires, forçages, géodynamique, mousson, Cénozoïque.

Abstract

Cenozoic is marked by climatic instability and accelerating continental uplifts. Increasing sediment yield is generated, buffered and transferred by river to the deep sea. Four of the major turbidite systems in the world are located on the northern and the western margins of the Indian Ocean: the Ganges-Brahmaputra, the Indus, the Zambezi and the Tanzanian systems. This work aims to understand forcings affecting sedimentation and morphology of two main turbidite systems (Tanzanian system and Ganges-Brahmaputra system) and results have been compared with their nearest neighbors (respectively Zambezi and Indus). Based on a multiproxies approach in both area, our main results are as follows: (1) during Cenozoic, tectono-sedimentary evolution of the Tanzania margin led to the development of an atypical turbidite system wherein morphology attest of a strong structural control; (2) the Ganges-Brahmaputra system has a sedimentary activity mainly forced by sea level variations. This turbidite system records variations in many forcings impacting sedimentation from the catchment to the deep sea. Turbidite system activity and architecture revealed a strong variability mainly linked to the geodynamic and physiographic context of each studied margin. It appears necessary to integrate all forcings (affecting both the catchment and the deep sea) in the study and the understanding of sedimentary activity in a turbidite system.

Keywords: turbidite system, Tanzania margin, Bay of Bengal, sedimentary transfer, forcings, geodynamic, monsoon, Cenozoic.

Remerciements

Enfin les dernières pages à écrire pour clore ces trois années de thèse. Merci à tout ceux qui ont participé, de près ou de loin, à ce doctorat !

Je remercie tout d'abord l'ensemble des enseignants en sédimento et paléo du Master océano, qui m'ont donné l'envie d'en découvrir d'avantage dans ces disciplines. J'ai toujours pensé que ces deux domaines étaient difficilement dissociables, raison pour laquelle je remercie Manu, pour m'avoir proposé ce premier stage « paléo-sédim », qui m'a donné l'envie de poursuivre en doctorat dans ces domaines.

Seb, en tant qu'« encadrant scientifique », je te remercie pour m'avoir donné l'opportunité de faire ce sujet de thèse, de m'avoir fait confiance, malgré les moments de doute sur ce vaste sujet !! Merci encore pour ton soutien, ton aide et ta présence. Merci également de m'avoir permis d'embarquer en mission une deuxième fois, une expérience unique que je n'oublierai pas. Dans la lancée je remercie également Fred et Bruno, pour s'être partagé ma direction et avec qui j'ai pu beaucoup échanger. Merci pour votre confiance !!

Je souhaite ensuite remercier tous les chercheurs avec lesquels j'ai eu l'occasion de travailler, d'échanger et de partager et ils ont été nombreux à m'aider au cours de cette thèse :

- à la fois au laboratoire EPOC : Thierry, Manu, Hervé, Thibault, en Sédim ; Philippe, Maria, Thibaut, en Paléo. Et c'est également l'ensemble des membres de ces deux équipes, que je souhaite remercier, pour leur accueil, l'environnement de travail et l'ambiance dans le labo !
- mais également au sein de l'ANR MONOPOL : Franck, Thibault, Eva, Catherine, Christophe, Ronan, ... Merci à l'ensemble des membres de l'ANR pour ces collaborations et surtout ces échanges scientifiques !
- François Leparmentier, merci encore pour ton accueil, ta disponibilité et ta gentillesse !
- François Guillocheau, pour une journée intensive d'échange à Rennes, dans un domaine très complexe pour moi qu'est la tectonique du rift est-africain, un grand merci !

Je souhaite remercier particulièrement l'ensemble des équipes techniques qui m'ont permis d'accomplir correctement ce travail : Pascal, Bernard, Béatrice, Marie-Claire, Linda,

Marie-Hélène, Isabelle... Merci également à mes deux stagiaires, Kelly et Rachel, pour leur aide et leur travail sur les données de ma thèse ! Et tout particulièrement Kelly pour un travail impressionnant pendant son stage de M2 !

Je remercie l'ensemble des membres du jury pour l'échange scientifique très riche que fut la soutenance. Un grand merci aux rapporteurs, pour leurs judicieuses critiques sur le manuscrit.

Enfin je remercie l'ensemble des collègues et ami(e)s doctorants, d'EPOC sans qui ma vie de thésarde n'aurait pas été la même ! Léo, ma partenaire de bureau, ma partenaire de thèse, un énorme soutien pendant ces trois ans. Philippine, Elsa, Mélanie, Salomé, Ludivine, Mathilde, Dulce, avec lesquelles nous avons beaucoup partagé (soirées, pique-niques, pauses, discussions scientifiques, moments de crises...) et les deux petites nouvelles Kelly&Caly ! Des rencontres et des amitiés qui se sont créées au cours de cette thèse, merci à toutes... Un merci plus général à l'ensemble des doctorants EPOC, pour l'ambiance et les moments partagés : Damien, Loris, Arthur, Benoit, PA, Mélanie, Mélina, Fred, Katixa, Sophie et bien d'autres !

Une pensée pour les anciennes du master (Zaza, Marie, Coralie, ...), sans qui le cursus universitaire aurait été bien fade ! Merci les filles et bon courage pour celles qui n'ont pas encore fini !

Enfin et surtout, pour leur soutien sans faille et leur présence, pour m'avoir permis d'en arriver là, je remercie tout particulièrement mes parents. Les cousins, cousines, oncles et tantes, ont été d'un grand soutien moral tout au long de ces trois années. La Sista, je ne te remercierai jamais assez pour m'avoir soutenu, supporté et simplement avoir été là pendant ces longues années (Si si la famille !). Il en va de même pour toi Thibaut, un pilier énorme pendant ces trois années qui m'a permis de traverser les montagnes russes du doctorat. Vivement la suite, ensemble.

Sommaire

INTRODUCTION.....	1
CONTEXTE DE L'ETUDE ET OBJECTIFS PRINCIPAUX.....	1
ORGANISATION DU MANUSCRIT.....	4
CHAPITRE 1- LES SYSTEMES SOURCE-TO-SINK : APPROCHE GLOBALE ET DETAILLEE SUR L'OCEAN INDIEN.....	7
I. LES SYSTEMES SOURCE-TO-SINK : MORPHOLOGIE, SEDIMENTATION ET FACTEURS DE CONTROLE ASSOCIES	7
1.1. <i>Définition.....</i>	7
1.2. <i>Forçages sur les grands systèmes source-to-sink mondiaux.....</i>	9
1.2.1. Importance des bassins versants sur les flux sédimentaires exportés.....	10
1.2.2. Action des différents forçages sur les segments sous-marins des systèmes source-to-sink.....	14
1.2.2.1. Le plateau continental.....	14
1.2.2.2. Les canyons sous-marins.....	15
1.2.2.3. Le système turbiditique profond.....	17
1.3. <i>L'approche source-to-sink : intérêts et difficultés.....</i>	18
II. LOCALISATION DES GRANDS SYSTEMES SOURCE-TO-SINK DE L'OCEAN INDIEN.....	20
2.1. <i>Originalité de la physiographie de l'océan Indien.....</i>	20
2.2. <i>Ouverture de l'océan Indien.....</i>	22
CHAPITRE 2-MATERIEL ET METHODES	29
I. DONNEES DISPONIBLES	29
II. DONNEES MULTIFAISCEAUX.....	30
2.1. <i>Exploration de la marge tanzanienne/nord mozambicaine</i>	30
2.2. <i>Exploration du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre.....</i>	32
III. DONNEES SISMIQUES.....	34
3.1. <i>Sismique HR (haute résolution).....</i>	34
3.1.1. Rapide multitrace.....	34
3.1.2. Monotrace.....	34
3.2. <i>Sismique THR (très haute résolution).....</i>	35
3.2.1. Le sondeur Chirp.....	35
3.2.2. Le sondeur de sédiments 3.5kHz.....	35
IV. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES	36
4.1. <i>Données disponibles.....</i>	36
4.1.1. Dans le système turbiditique du Rovuma-Rufiji.....	36
4.1.2. Dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre.....	37
4.2. <i>Correction des cotes composites sur les carottes de la baie du Bengale</i>	37
4.3. <i>Mesures non destructives.....</i>	39
4.3.1. <i>Paramètres physiques (banc geotek).....</i>	39
4.3.2. <i>Radiographie X, Scopix.....</i>	40
4.3.3. <i>Géochimie élémentaire XRF.....</i>	40
4.4. <i>Mesures destructives</i>	41
4.4.1. Granulométrie très haute résolution.....	41
4.4.2. Lames minces	43
4.4.3. Teneur en carbonate.....	43
4.5. <i>Méthodes de datation</i>	44
4.5.1. Dans le système turbiditique du Rovuma-Rufiji.....	44
4.5.2. Dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre.....	44
4.5.2.1. Datations radiocarbones	45
4.5.2.2. Analyses isotopiques.....	46
4.5.2.3. Identification d'un niveau de tephra.....	47
4.5.3. Construction des modèles d'âge	47
4.6. <i>Méthode d'identification des dépôts turbiditiques dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre.....</i>	48
4.7. <i>Analyses spectrales : les méthodes utilisées.....</i>	48
4.8. <i>Flux et bilans sédimentaires dans la baie du Bengale.....</i>	48

CHAPITRE 3 - LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DE LA MARGE TANZANIE/NORD MOZAMBIQUE..... 51

I.	ETAT DE L'ART.....	52
1.1.	<i>Contexte climatique et hydrologique</i>	52
1.2.	<i>Contexte tectonique</i>	55
1.2.1.	Les phases de rifting successives.....	55
1.2.2.	Surrection, sismicité et volcanisme associés au rifting.....	61
1.2.3.	Morphologie de la branche offshore.....	62
1.2.4.	Sédimentation sur la marge Tanzanie/Mozambique.....	64
II.	ARCHITECTURE DU SYSTEME TURBIDITIQUE MODERNE DU ROVUMA-RUFIJI.....	66
2.1.	<i>Architecture of a major East African turbidite system: the Rovuma-Rufiji turbidite system (RRTS)</i> 66	
1.	Introduction.....	67
2.	Background.....	68
2.1.	General tectonic setting.....	68
2.2.	The Cenozoic East African Rift System.....	69
2.3.	Hydrologic and climatic setting.....	72
3.	Methods.....	73
4.	Results.....	74
4.1.	The continental shelf and the upper slope.....	76
4.1.1.	Channelization in tectonic basins.....	76
4.1.2.	Channelization on the Davie ridge.....	77
4.1.3.	Channelization near the Rufiji delta.....	77
4.2.	The Tanzania channel.....	78
4.2.1.	The upper Tanzania channel.....	78
4.2.2.	The lower Tanzania channel.....	79
4.3.	The distal area.....	80
4.3.1.	The channel-lobe transition zone.....	85
4.3.2.	The lobe complex.....	85
5.	Discussion.....	87
5.1.	Architecture of the RRTS.....	87
5.1.1.	Catchment.....	88
5.1.2.	Shelf.....	88
5.1.3.	Slope.....	89
5.1.4.	Basin floor fan.....	90
5.1.5.	General assessment.....	91
5.2.	Initiation and recent activity of the RRTS.....	92
5.2.1.	Construction of the RRTS.....	92
5.2.2.	Recent activity of the RRTS.....	93
6.	Conclusions.....	93
III.	HYPOTHESE DE FORMATION DU CHENAL DE TANZANIE.....	97
3.1.	<i>Caractéristiques morphologiques et dimensions du chenal de Tanzanie</i>	97
3.2.	<i>Sédimentation à proximité du chenal de Tanzanie</i>	99
3.3.	<i>Chenaux secondaires dans la partie distale du chenal de Tanzanie</i>	101
3.4.	<i>Incisions dans les lobes</i>	102
3.5.	<i>Interprétations des données morphologiques et sédimentologiques sur le chenal de Tanzanie</i> 104	
3.6.	<i>Modèle d'évolution et de construction du système turbiditique du Rovuma-Rufiji</i>	108
3.6.1.	Partie proximale : la pente continentale.....	108
3.6.2.	Partie médiane et distale : le chenal et la zone de lobes.....	110
IV.	EVOLUTION STRUCTURALE DES SYSTEMES TURBIDITIQUES SUR LA MARGE TANZANIE.....	113
4.1.	<i>Structural evolution of the turbidite systems on the Tanzania and Mozambique margins since the Paleocene</i>	113
1.	Introduction.....	114
2.	Background.....	115
3.	Material and methods.....	118
4.	Results.....	119
4.1.	Morphology of the northern Davie ridge and isolated fossil channels.....	119
4.2.	Unchannelized deposits.....	124
5.	Discussion.....	125
6.	Conclusion.....	129
V.	SYNTHESE GENERALE DES SYSTEMES SEDIMENTAIRES DE LA MARGE TANZANIE/NORD MOZAMBIQUE 131	

CHAPITRE 4-LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU GANGE-BRAHMAPOUTRE OU BENGAL FAN 133

I.	ETAT DES CONNAISSANCES	134
1.1.	<i>Contexte tectonique</i>	134
1.1.1.	Mise en place de la baie du Bengale	134
1.1.2.	Activité tectonique au Quaternaire	136
1.2.	<i>Les variations climatiques sur la façade nord-est de l'océan Indien</i>	138
1.2.1.	Les variabilités de la mousson indo-asiatique.....	139
1.2.1.1.	Variabilité annuelle	139
1.2.1.2.	Variabilité décennale.....	141
1.2.1.3.	Variabilité centennale.....	142
1.2.1.4.	Variabilité millénaire.....	142
1.2.1.5.	Variabilité orbitale.....	145
II.	PRESENTATION DU SYSTEME SOURCE-TO-SINK DU GANGE-BRAHMAPOUTRE	147
2.1.	<i>Généralités sur l'ensemble du système</i>	147
2.2.	<i>Histoire sédimentaire du Bengal fan</i>	151
III.	ENREGISTREMENT DE L'ACTIVITE TURBIDITIQUE DU SYSTEME A L'Holocène	160
3.1.	<i>Objectifs</i>	160
3.2.	<i>The Bengal fan: external controls on the Holocene Active Channel turbidite activity</i>	161
IV.	ENREGISTREMENT DE L'ACTIVITE TURBIDITIQUE SUR PLUSIEURS CYCLES CLIMATIQUES.....	192
4.1.	<i>Activité turbiditique dans la zone médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre</i> <i>192</i>	
4.1.1.	Physiographie de la zone de prélèvement de la carotte MD12-3412	192
4.1.2.	Objectifs de la publication	194
4.1.3.	Factors of turbidite activity in the Bengal fan during the last 184 ka cal BP: clues from an inactive channel 194	
1.	Introduction	195
2.	Previous studies	196
3.	Materiel & Methods.....	198
3.1.	Sediment Core	198
3.2.	Stratigraphy	199
3.3.	Sediments analyses.....	201
4.	Results	202
5.	Discussion.....	207
5.1.	Main forcings affecting turbidite activity	207
5.2.	Turbidite activity in the Bengal fan	208
6.	Conclusion.....	210
4.1.4.	Enregistrement de l'activité turbiditique sur plusieurs cycles climatiques.....	213
4.2.	<i>Enregistrement sédimentaire dans la partie distale du Bengal fan</i>	218
4.2.1.	Physiographie de la zone de prélèvement de la carotte MD12-3423	218
4.2.2.	Description sédimentologique de la carotte	219
4.2.2.1.	Description générale.....	219
4.2.2.2.	Faciès sédimentaires.....	223
4.2.2.2.1.	Facies I.....	223
4.2.2.2.2.	Facies II.....	224
4.2.2.3.	Organisation des faciès sédimentaires	224
4.2.3.	Modèle d'âge	226
4.2.4.	Interprétation sédimentologique de la carotte	228
V.	ET LA MOUSSON DANS TOUT ÇA ?	231
5.1.	<i>A l'échelle orbitale et millénaire</i>	231
5.1.1.	Dans la partie médiane du système	231
5.1.2.	Sur le chenal actif	234
5.2.	<i>A l'échelle centennale et décennale</i>	235
VI.	SYNTHESE DE L'HISTOIRE TURBIDITIQUE DU BENGAL FAN ET FLUX SEDIMENTAIRES ASSOCIES	238
6.1.	<i>Comparaison de la sédimentation turbiditique dans les parties médiane et distale du Bengal fan</i> <i>238</i>	
6.1.1.	Comparaison des dépôts turbiditiques	239
6.1.2.	Comparaison de l'activité turbiditique et des flux sédimentaires.....	241
	Comparaison des flux totaux dans la baie du Bengale	241
6.1.2.1.	Partie médiane : comparaison chenal actif/chenal inactif.....	241
6.1.2.2.	Comparaison partie médiane/partie distale.....	241
6.2.	<i>Fonctionnement général du système turbiditique</i>	245
6.2.1.	A l'échelle des derniers 500 ka BP	245
6.2.2.	A l'échelle du dernier cycle climatique	246

CHAPITRE 5 - COMPARAISON DES GRANDS SYSTEMES SOURCE-TO-SINK DANS L'OCEAN INDIEN.....	251
I. PRESENTATION DE L'OCEAN INDIEN ET DES GRANDS SYSTEMES TURBIDITIQUES	251
II. MORPHOLOGIE DES GRANDS SYSTEMES SOURCE-TO-SINK DE L'OCEAN INDIEN.....	252
2.1. <i>Les bassins versants</i>	254
2.2. <i>Caractéristiques générales des systèmes turbiditiques</i>	255
2.3. <i>Le plateau continental</i>	258
2.3.1. Les deltas	259
2.3.2. Canyons sous-marins	259
2.4. <i>Les chenaux turbiditiques</i>	260
2.5. <i>La zone de lobes</i>	264
III. LES FORÇAGES ENREGISTRES DANS LES GRANDS SYSTEMES TURBIDITIQUES INDIENS	266
3.1. <i>Les systèmes turbiditiques de la façade ouest de l'océan Indien</i>	266
3.1.1. A l'échelle de la mise en place des systèmes turbiditiques	266
3.1.2. A l'échelle du Quaternaire	267
Le système turbiditique du Rovuma-Rufiji	267
Le système turbiditique du Zambèze.....	269
3.2. <i>Les systèmes turbiditiques de la façade nord de l'océan Indien</i>	271
3.2.1. A l'échelle de la mise en place des systèmes turbiditiques	271
3.2.2. A l'échelle du Quaternaire	271
Le système turbiditique de l'Indus	271
Le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre	274
IV. SYNTHÈSE GÉNÉRALE SUR LES QUATRE GRANDS SYSTEMES SOURCE-TO-SINK DE L'OCEAN INDIEN	276
4.1. <i>Initiation des systèmes turbiditiques</i>	276
4.2. <i>Alimentation des systèmes turbiditiques en fonction du niveau marin</i>	277
V. ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DES FORÇAGES AU SEIN DES SYSTEMES SOURCE-TO-SINK .	279
5.1. <i>Classification des forçages sur les systèmes source-to-sink selon le type de marge et les compartiments d'action</i>	280
5.2. <i>Classifications des forçages sur les compartiments d'action selon l'échelle de temps étudiée</i>	281
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	285
LA FAÇADE OUEST DE L'OCEAN INDIEN.....	285
LA FAÇADE NORD DE L'OCEAN INDIEN	287
L'APPROCHE SOURCE-TO-SINK	289
RÉFÉRENCES.....	290

Liste des figures et tableaux

Chapitre 1- Les systèmes source-to-sink : approche globale et détaillée sur l’océan Indien

Figure I.1 : Les principaux segments d’un système source-to-sink dans Covault, (2011), d’après Graham, (2011).....	7
Tableau I.1 : Les “segments” d’un système source-to-sink et leurs limites dynamiques (modifié d’après NSF Margins, 2003).	8
Figure I.2 : Carte du monde avec les principaux fleuves dont les bassins versants sont supérieurs à 500 000 km ² (Milliman and Farnsworth, 2011). Localisation des plus grands systèmes source-to-sink du monde, dont les bassins versant sont supérieurs à 1x10 ⁶ km ² et dont la surface du système turbiditique est supérieure à 300 000 km ² . 1 : Mississipi ; 2 : Amazone ; 3 :Niger ;4 :Congo ;5 : Zambèze ;6 : Indus ; 7 : Gange-Brahmapoutre.....	10
Figure I.3: Photographie tirée de Milliman and Farnsworth, (2011, rivière Waiapu, Nouvelle Zélande), réalisée par R. Gammish.	11
Figure I.4 : a. Distribution globale des terrains montagneux dont l’élévation est supérieure à 1000 m en rouge (Milliman and Farnsworth (2011) et position des 7 plus grands systèmes source-to-sink du monde. b. Distribution globale des précipitations annuelles entre 1901-2000, basée sur une grille de 0.5°(Climate Research Unit, East Anglia University, dans Milliman and Farnsworth, 2013) et position des 7 plus grands systèmes source-to-sink du monde.	12
Figure I.5 : Flux sédimentaires dans l’océan global et zoom sur l’Asie du sud. (http://www.nsf-margins.org/Publications/SciencePlans/MARGINSSciencePlans.html ; d’après Milliman and Farnsworth, 2011).	13
Figure I.6 : Comparaison entre les plateaux continentaux de l’Amazone (A), du Mississipi (B), de l’Indus (C) et du Congo (D), mettant en évidence les différences de configuration entre le delta et le canyon à l’embouchure de chaque grand fleuve (modifié d’après Burgess and Hovius, 1998). La flèche noire représente les courants côtiers.	15
Figure I.7 : Modèle conceptuel d’un système source-to-sink et enregistrement sédimentaire dans le bassin profond. Modifié d’après Helland-Hansen et al. (2016).	19
Tableau I.2 : Conséquences des principaux forçages sur les segments des systèmes source-to-sink.....	19

Figure I.8 : Evolution schématique des flux sédimentaires dans le cas de décharges relativement constantes des bassins versants (http://www.nsf-margins.org/Publications/SciencePlans/MARGINSSciencePlans.html).	20
Figure II.1 : Première carte des fonds marins de l’océan Indien réalisée par Heezen and Tharp (1967). Position des 4 principaux grands systèmes turbiditiques de l’océan Indien et des principaux bassins versants associés.	21
Figure II.2 : Carte générale de la partie nord-ouest de l’océan Indien, avec les structures tectoniques majeures et les limites des plaques (Selley et al., 2004).	22
Figure II.3: Reconstitution paléogéographique des grandes phases d’ouverture de l’océan Indien depuis 180 Ma, modifié d’après Sahabi, (1993). Les flèches noires indiquent la direction de migration des continents par rapport à l’Afrique. Les flèches rouges indiquent l’ouverture de l’océan entre les plaques et la direction de l’ouverture. Les marges continentales des façades ouest et nord de l’océan Indien et les systèmes source-to-sink associés.	25
Figure II.4 : Carte de l’océan Indien montrant les marges passives modernes. Carte géologique de la Commission de la Carte Géologique du Monde (2000). Modifié d’après Bradley (2008).	26
Tableau II.1 : Liste des portions de marges passives modernes de l’océan Indien, répertoriées par Bradley (2008) avec en jaune les marges où se mettent en place les quatre grands systèmes source-to-sink.	27

Chapitre 2-Matériel et méthodes

Tableau I.1 : Tableau récapitulatif des données utilisées, classées par zone d'étude et par outils	30
Figure II.1 : Carte de localisation des données disponibles sur la marge est-africaine.....	31
Figure II.2: Compilation des données disponibles dans la baie du Bengale et des interprétations réalisées à l'aide des données TOTAL E&P.	33
Figure III.1: Carte de localisation des données issues de la mission MONOPOL (2012).	36
Tableau IV.1: Récapitulatif des carottes sédimentaires utilisées sur la marge est-tanzanienne.....	36
Tableau IV.2: Récapitulatif des carottes sédimentaires étudiées dans la baie du Bengale	37
Figure IV.1: Calage de la carotte Calypso MD12-3412 par rapport à la carotte Casq MD12-3411 en utilisant la susceptibilité volumique en champ faible.	38

Figure IV.2: Calage de la carotte Calypso MD12-3417 par rapport à la carotte Casq MD12-3418 en utilisant le rapport XRF Ti/Ca.	38
Figure IV.3: Corrélation des carottes MD12-3418CQ et MD12-3417 et représentation de la carotte composite obtenue en utilisant le rapport XRF Ti/Ca.	39
Tableau IV.3:Récapitulatif du nombre d'échantillonnages granulométriques réalisés par carotte ainsi que le granulomètre Malvern utilisé	41
Figure IV.4: Granulométrie très haute résolution obtenue sur les carottes sédimentaires.	42
Figure IV.5: Exemple d'un dépôt turbiditique et de sa signature dans différents proxies.	43
Figure IV.6: Droite de calibration Ca (XRF) en fonction du % de CaCO ₃ obtenue pour chacune des carottes analysées.....	44
Tableau IV.4: Conversion des âges radiocarbone en âges calibrés BP, utilisés pour le couple de carottes MD12-3418CQ/MD12-3417	45
Tableau IV.5: Conversion des âges radiocarbone en âges calibrés BP, utilisés pour le couple de carottes MD12-3411CQ/MD12-3412.....	46
Tableau IV.6 : Conversion des âges radiocarbone en âges calibrés BP, utilisés pour la carotte MD12-3423	46
Tableau IV.7: Comparaison des données géochimiques du YTT (en %) obtenues par Matthews et al., (2012) et les échantillons de la carotte MD12-3412.....	47

Chapitre 3 - Les systèmes turbiditiques de la marge Tanzanie/nord Mozambique

Figure I.1 : Pluviométrie sur le continent africain (modifié d'après Dauteuil et al., 2009, dans Caley, 2011).	52
Figure I.2: Diagramme schématique des anomalies de température océanique de surface (d'après Marchant et al., 2007).	53
Figure I.3: Carte de localisation des principales rivières et des grands lacs en Afrique de l'est. Zoom sur le réseau hydrographique en Tanzanie.	54
Figure I.4 : Compilation des principales données sur les événements tectoniques et leurs conséquences sur la sédimentation sur la marge est-africaine depuis le Carbonifère.....	56
Figure I.5 : Les phases de rifting depuis le Carbonifère jusqu'à l'Eocène. Figure modifiée et simplifiée d'après Salman and Abdula, 1995.....	58
Figure I.6: Evolution du rift est Africain depuis l'Oligocène jusqu'à l'actuel. Les zones foncées représentent les reliefs les plus hauts et le volcanisme est représenté en rouge. Modifiée d'après MacGregor et al. (2015).....	60

Figure I.7: Evolution des taux d'uplift en Afrique entre 30 Ma et l'actuel et entre 10 Ma et l'actuel. D'après Moucha and Forte, (2011).	61
Figure I.8 Sismicité récente est-africaine (1900-Actuel) et mécanismes au foyer associés, d'après Craig et al., (2011).	62
Figure I.9: Carte générale du contexte morphologique et tectonique de la branche offshore du rift est-africain. Position des grabens sous-marins et de la ride de Davie. Les failles en rouge sont issues de Mougenot et al. (1986). Le volcanisme représenté en marron sur les Comores est décrit par MacGregor et al. (2015), tandis que le volcanisme représenté en orange sur le mont St Lazare est décrit par Mougenot et al. (1986). Les séismes (points jaunes) sont issus de la base de données EHB (1964-2008).	63
Figure I.10 : Ligne sismique MZ1-8700 montrant l'analyse structurale et stratigraphique de la marge nord-mozambicaine. Position du profil sur la Figure I.9. Extraite de Danforth et al. (2012). La sédimentation terrigène sur la marge Tanzanie/Mozambique suit donc les phases de surrections continentales qui engendrent une érosion des massifs et des exports de sédiments importants vers le domaine marin. C'est le cas à l'embouchure du Zambèze, où sont enregistrés des apports de sédiments très élevés au cours du Crétacé, pendant la phase de surrection majeure sur le continent (Walford et al., 2005; Key et al., 2008). Ces apports, plus faibles pendant la période de stabilisation du rifting du Paléocène-Eocène, augmentent à nouveau à l'Oligocène, lors de la phase de reprise du rifting (Walford et al., 2005; Key et al., 2008). Sur la marge tanzanienne également, les taux de sédimentation à l'embouchure du Rovuma et du Rufiji augmentent fortement à partir de l'Oligocène (Macgregor, 2015).	65
Figure II.1: Location map of the RRTS and tectonical context. General bathymetry data is from Gebco. Location of the main Tanzanian rivers (solid grey lines) and major Tanzanian and Mozambique river drainage basins (shaded grey). Schematic main river flows are in white and major lake names are in italic white. Names of submarine basins are in dark blue. The RRTS is in white and distal areas of the RRTS are in light grey.	70
Figure II.2: Location map of the proximal area. Bathymetry is interpolated from sea floor picking on seismic profiles for oil and gas exploration. White lines indicate canyon and channel location. Yellow circles indicate recent earthquake distribution area (Chorowicz, 2005), and thick lines indicate East African Rift faults (Chorowicz, 2005). Bold black lines indicate line drawings of oil seismic profiles location. K.b.: Kilwa basin; M.b.: Makonde basin; K.b.: Kerimbas basin; D.r.: Davie ridge.	71

Figure II.3: Line drawings of oil seismic profiles. Locations of these profiles are indicated by bold black lines in Fig.II.2. Normal faults are in red. Early Miocene is defined according to Danforth et al. (2012).	75
Figure II.4: Mozaic of bathymetry data of the Rovuma-Rufiji turbidite system. Bathymetric cross sections (A-J) show changing morphology from the Makonde basin output to the distal lobe. The numbers along the channel indicate the distance (km) from the coastline (Rovuma mouth). Black boxes indicate locations of Fig.II.5 and Fig.II.7. K.b.: Kilwa basin; M.b.: Makonde basin; K.g.: Kerimbas graben; D.r.: Davie ridge. “mbpsl”: meters below present sea level.	78
Figure II.5: 3D shaded bathymetry of the lower Tanzania valley and SBP120 seismic.....	80
Figure II.6: Classification of 3.5 kHz echo-types. Each echo-type has particular meanings and is generally associated with specific sediment types generated by specific sedimentary processes (Loncke et al., 2008).	81
Figure II.7: Bathymetric (a) and backscatter (b) maps of the channel-lobe transition zone (CLTZ) and lobe area. Black lines and grey numbers indicate SBP120 seismic location (Fig. 9). Map c. is an interpretative map of echofacies described in Fig.II.6. Map d. is a schematic interpretation of the lobe complex area with bathymetry and backscatter data.	83
Figure II.8: SBP120 seismic in the Channel-Lobe Transition Zone (CLTZ; 1) and in the lobe complex (2; 3; 4 and 5).....	84
Figure II.9: a., Schematic representation of the Rovuma-Rufiji turbidite system; b., comparison of slope profiles in turbidite systems; c., comparison of canyon/channel relief; d., comparison of canyon/channel width.....	87
Figure II.10: Conceptual overview of a source-to-sink system in a tectonically active margin: the RRTS.....	91
Figure III.1: Morphologie du chenal de Tanzanie. Profil de pente réalisé dans le chenal de Tanzanie, depuis l’embouchure du Rovuma jusqu’à la zone distale des lobes. Coupes du chenal de Tanzanie et de la zone de lobes (A à J).....	98
Figure III.2 : Interprétation des profils sismiques pétroliers au niveau des coupes A et B de la figure III.1.	98
Figure III.3 : Morphologie du chenal inférieur. Bathymétrie et sismique CHIRP issues de la mission FANINDIEN (2006).	100
Figure III.4 : Profil CHIRP montrant la présence de lobes fossiles à proximité du chenal supérieur. La position du profil se trouve sur la figure III.1.	101

Figure III.5: Carte bathymétrique de la partie aval du chenal inférieur. Coupe des chenaux et incision.	102
Figure III.6: a. : Carte bathymétrique de la zone de transition chenal-lobes et position des profils longitudinaux. b. : Zoom sur l'incision majeure visible dans les lobes et localisation du profil sismique. c. : Profil sismique CHIRP au niveau de l'incision majeure. d. : Profils de pente longitudinaux dans le fond du chenal (en rouge) et sur la levée gauche (en bleu).....	103
Figure III.7 : Schéma illustrant l'évolution d'un chenal de type érosif, vue de profil, en plan et en coupe. Modifié d'après Kneller, 2003.	104
Figure III.8 : Hypothèse d'évolution du chenal de Tanzanie dans sa partie aval.....	105
Figure III.10 : A, B, C et D : simulation montrant l'évolution par érosion régressive d'un canyon sous-marin (Pratson et Coakley, 1996). E : Carte des pentes de l'incision majeure dans la zone de lobes du système turbiditique du Rovuma-Rufiji.	107
Figure III.11 : Modèle d'évolution d'un système turbiditique en contexte tectonique actif, avec la présence d'un bassin confiné. Modifié par Etienne 2012 d'après Sinclair and Tomasso 2002.....	108
Figure III.12 : Schéma du système turbiditique du Rovuma-Rufiji.	109
Figure III.13 : Hypothèse de formation du chenal de Tanzanie.....	112
Figure IV.1: Location map of the Rovuma-Rufiji Turbidite System and tectonical context. General bathymetry data is from Gebco. Names of submarine basins are in dark blue and red for the ridge. Volcanic areas are in brown (Franke et al., 2015). The RRTS is in white. Seisms are from EHB catalogue seismicity. Faults are from Chorowicz, 2005.....	116
Figure IV.2: Location map of the proximal source-to-sink systems on Tanzania/Mozambique margin. Bathymetry is interpolated from sea floor picking on seismic profiles for oil and gas exploration. White lines represent canyons and channel systems on the margin. Rivers are in blue. Dark red lines indicates location of seismic profiles presented in Fig.3, 4, 5, 6, 7 and 8. Name of the ridge is in red, names of intraslope basins are in dark blue. Bathymetric data obtained by the SHOM during Autoroutes (2010) surveys: (a) Zoom of the eastern side of the Davie ridge; (b) Zoom on the St Lazare channel.	118
Figure IV.3: Seismic profiles provided from MACAMO cruise, located on Fig.IV.2. Blue reflector indicate the Early Miocene position, according to the stratigraphy of Danforth et al., (2012). Yellow lines indicates outlines of fossil channel systems.	121
Figure IV.4: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing channel systems on the eastern flank of the Davie ridge.	122

Figure IV.5: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing morphology and dimensions of the (a) Tanzania channel and (b) St Lazare channel.	122
Figure IV.6: Interpretated seismic line provided from TOTAL E&P (located on Fig.IV.2), underlying channel systems and the location of the Early Miocene according to the stratigraphy of Danforth et al., 2012.	123
Figure IV.7: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes near to the Tanzania channel. Location of the core MD96-2066 and datation of the fossil lobes.	124
Figure IV.8: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes near to the Tanzania channel.....	125
Figure IV.9: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes downstream of the St Lazare channel.	125
Figure IV.10 : Model of evolution of source-to-sink systems on the Tanzania/Mozambique margin since the Paleocene. Active channels are in blue and fossil channels are in brown.....	128
Figure V.1 : Synthèse générale sur (a) l'évolution des systèmes source-to-sink de la marge Tanzanie/Mozambique, (b) l'architecture du système turbiditique du Rovuma-Rufiji et (c) l'hypothèse de formation du chenal de Tanzanie.	132

Chapitre 4-Le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre ou Bengal fan

Figure I.1 Reconstruction des étapes de mise en place de la baie du Bengale depuis le Crétacé supérieur. Modifiée d'après Curray (2014).....	135
Figure I.2 : Carte tectonique du nord-est de l'océan Indien (modifié d'après Curray et al., 2014). Les séismes représentés en jaune sont issus de la base de données d'EHB, pour des magnitudes supérieures à 3 entre 1968 et 2008 (International Seismological Centre, EHB Bulletin, http://www.isc.ac.uk , Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2009)...	137
Figure I.3 : Circulation moyenne des vents de juin à août (entre 1974 et 1988) et circulation des différents systèmes de mousson régionaux impactant l'océan Indien et les continents environnants. L'encart montre la circulation détaillée en juillet (moyennée entre 1961 et 1999) au-dessus des massifs himalayens et de la partie nord de la baie du Bengale. Figure modifiée d'après Han et al., (2010).	139
Figure I.4 : Représentation des variations saisonnières dans la direction des vents et des taux de précipitation. DJF : Décembre, Janvier, Février ; JJA : Juin, Juillet, Août. (a) Vitesse	

moyenne des vents de surface (m/s) en hiver, (b) vitesse moyenne des vents de surface en été, (c) taux de précipitation (mm/jour) en hiver et (d) taux de précipitation en été. Dans Bolton et al. (2013), crée à partir de http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/getpage.pl and http://ferret.pmel.noaa.gov/LAS/	140
Figure I.5: Moyennes mensuelles du débit et de la charge sédimentaire de la partie aval du Gange (Goodbred, 2003).	141
Figure I.6: Variabilité interannuelle (barres noires) et interdécennale (trait rouge) de l'indice des précipitations sur l'ensemble de l'Inde pour la mousson d'été (juin à septembre) entre les années 1870 à 2000 (modifié d'après Wang, 2006).	141
Figure I.7: Mesures de $\delta^{18}O$ dans le spéléothème Dongge localisé dans le sud de la Chine montrant la variabilité centennale de la mousson asiatique (Wang et al., 2005). Les bandes grises indiquent les évènements dans l'évolution de la mousson asiatique au cours de l'Holocène. Les nombres 0 à 5 indiquent les évènements de Bond de l'Atlantique nord (Bond et al., 1992).	142
Figure I.8 : Enregistrements paléoclimatiques de la mousson indo-asiatique au cours de l'Holocène. $\delta^{18}O$ des spéléothèmes (Dykoski et al., 2005 ; Cai et al., 2010 ; Berkelhammer et al., 2012) ; Pourcentage de pollen des forêts côtières (Zorzi et al., 2015). δD alcanes (Contreras-Rosales et al., 2014) ; $\delta^{18}O$ carotte de glace himalayenne (Thompson et al., 1997).	144
Figure I.9: Enregistrements paléoclimatiques de la mousson indo-asiatique sur les derniers 500 ka BP.	146
Figure II.1 : Carte de localisation du Bengal fan et des bassins versant qui l'alimentent. Zoom sur le delta du GB, le plateau continental et le canyon principal. Profil topographique depuis l'embouchure des fleuves GB jusqu'à la zone terminale du système décrite par Curray et al. (2003).	148
Figure II.2: Carte du système et des chenaux-levées associés. Position des profils sismiques MONOPOL en rouge et pétrolier (TOTAL) en jaune.	151
Tableau II.1 : Evènements tectoniques himalayens corrélés à la stratigraphie sismique du Bengal fan et aux résultats des forages ODP du leg 116. (1) Alam et al., 2003 ;(2) Catlos et al., 2001 ;(3) Catlos et al., 2002 ;(4) Cochran, 1990 ;(5) Curray et al., 2003 ;(6) Derry and France-Lanord, 1996 ;(7) Harrison et al., 1992 ;(8) Krishna et al., 2001a ; (9) Molnar et al., 1993 ; (10) Stow et al., 1990 ;(11) Valdiya, 2002. Extrait de Schwenk and Spiess, 2009. ...	152
Figure II.3: Coupe stratigraphique NW-SE depuis 25°N,89°E à 23°N, 91°E. Dans Curray et al., 2014, d'après Alam et al. (2003).	153

Figure II.4 : Reconstructions du Bengal fan au cours du Quaternaire, montrant les principaux changements dans l'alimentation du système turbiditique (modifié d'après Curray et al., 2003).....	154
Figure II.5 : Profils sismiques pétroliers (TOTAL). Interprétation schématique des systèmes chenaux-levées. Localisation des profils (en jaune) sur la Figure II.2.....	156
Figure II.6 : Profils sismiques issus de la mission MONOPOL (2012). Interprétation schématique des systèmes chenaux-levées. Localisation des profils sur la figure II.2.	158
Figure II.7: Modèle schématique montrant les similitudes en données sismiques entre l'avulsion vers un nouveau système chenal-levée (C1 vers C2) et un abandon de méandre (C1 vers C1').	159
Figure II.8 : Profil sismique du chenal actif d'après Hubscher et al. (1997).	160
Figure IV.1: Carte de localisation de la carotte MD12-3412 et des profils sismiques associés. Zoom sur la bathymétrie issue de la NOAA qui met en évidence la présence du système chenal-levée E4.	193
Figure IV.2: Location map and physiography of the Ganges-Brahmaputra sedimentary system, from catchment to deep sea fan. Fluvial systems are in light blue and channelizations of the Bengal fan according to different sources and interpretation are visible in shade of blue. Names of each channels are from Curray et al., (2003). Zoom on the upper and middle fan with location of the core MD12-3412 and -120 m isobaths.....	198
Table IV.1: Comparison between Toba eruption features (Matthews et al., 2012) and the MD12-3412 tephra sequence. Range of values for Matthews et al., (2012) data are obtained combining proximal data and distal data. Range of thickness is obtained combining values obtained in the bay of Bengal.....	199
Table IV.2: Radiocarbon ages of core MD12-3412 used in this study.	200
Figure IV.3: Age model (blue line) of the core MD12-3412 and sedimentation rate associated. Radiocarbon dates are in yellow, Toba eruption is in green and $\delta^{18}\text{O}$ G.ruber pointers tuned on Imbrie and Imbrie (1980) revised template are in blue.	201
Figure IV.4: Interpretative log, grain size distribution (D50 and grain size map), P-waves velocities, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ G. ruber and position of Marine Isotopic Stages (MIS). Toba eruption is visible, as well as position of radiocarbon dates. Location of the Figure IV.5 in the black rectangle.....	202
Figure IV.5 :Example of turbidite sequence successions: Zr/Rb and Si/Al ratios, D50, grain size distribution and Scopix radiography. Location of the Figure IV.6 in the black rectangle.	204

Figure IV.6: Example of grain size excursion and detailed composition of bases in Plane polarised light (PPL) and Cross-polarised light (XPL). d. : decantation, p.l. : planar lamination, b. : bioturbation, c.b. : coarser bed, c.l. : cross lamination, e.s. : erosional surface, m.f. : mud rich in forams. Planar laminations (Td), cross laminations (Tc) and erosional surfaces with decrease in grain size from erosional surface to decantation are typical of Bouma's sequences.	204
Figure IV.7: Correlation between $\delta^{18}O$ G.ruber, turbidite frequency and turbidite thickness, sea level variations (Grant et al., 2012) and Indo-asian monsoon proxies (Caley et al., 2011; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009).	206
Figure IV.8 : Courbes du $\delta^{18}O$ planctonique (G.ruber) et benthique (Cibicides wuellerstorfi et Cibicides kullenbergi) sur les 14 premiers mètres de la carotte MD12-3412. Source Franck Bassinot.	213
Figure IV.9 : Modèle d'âge et taux de sédimentation obtenus sur la carotte MD12-3412.	214
Figure IV.10 : Enregistrement de l'activité turbiditique dans la carotte MD12-3412 sur les derniers 247 000 ans. Représentation des turbidites en âge, de leurs épaisseurs, de la fréquence turbiditique par 10 000 ans. La courbe du niveau marin (limite haute et limite basse) est modifiée d'après Grant et al. (2014). Les proxies de mousson (spéléothèmes en gris, marin en bleu foncé et glacier continental en bleu clair) sont issus de diverses publications (Cheng et al., 2012 ; Wang et al., 2008 ; Cheng et al., 2009 ; Caley et al., 2011 ; Bolton et al., 2013 ; Thompson et al., 1997). Les rectangles marrons représentent la présence de paléosols attestant d'un climat humide dans les dépôts de loess des plateaux chinois (Sun et al. 2006).	215
Figure IV.11 : Profil sismique interprété du plateau continental à l'embouchure du Gange-Brahmapoutre et évolution des paléorivages, modifiés d'après Hubscher and Spiess, 2005. FRST: Forced regressive system tract, LST: Lowstand systems tracts, TD: transgressive deposits, TST: Transgressive systems tracts. Corrélation avec la fréquence turbiditique dans la partie médiane du Bengal fan et le niveau marin (Grant et al., 2014).	216
Figure IV.12: Carte de localisation de la carotte MD12-3423. Zoom sur le chenal turbiditique situé à proximité. Profils sismiques 1 et 2 mettant en évidence la morphologie de la zone de prélèvement de la carotte.	219
Figure IV.13: Photographie de la carotte MD12-3423.	221
Figure IV.14: Description sédimentologique de la carotte MD12-3423. Représentation des faciès sédimentaires (marron clair : faciès carbonaté, marron foncé : faciès non carbonaté), de	

la granularité, de la teneur en carbonates, des rapports XRF Si/Total et Ti/Total, de la susceptibilité magnétique, des paramètres L^* et b^* , des données de $\delta^{18}O$ obtenues sur G.Ruber, des dates C14 et des stades isotopiques marins (MIS).	222
Figure IV.15 : Zoom sur le tronçon 7. Photographie de la carotte, radiographie X, distribution granulométrique, faciès sédimentaires observés (en marron le faciès I et en beige le faciès II), pourcentage en argiles, silts et sable, pourcentage de $CaCO_3$ et rapports XRF Si/Total des éléments mesurés et Ti/Total des éléments mesurés.....	223
Figure IV.16 : Lame mince et zoom dans les deux faciès sédimentaires décrits.	225
Tableau IV.3 : Dates radiocarbone utilisées dans la carotte MD12-3423	226
Figure IV.17: Corrélation des données de delta 18O de la carotte MD12-3412 avec celle de la carotte MD12-3423 et position du Toba et des dates C14utilisées dans la carotte MD12-3423.....	226
Figure IV.18: Modèle d'âge de la carotte MD12-3423, courbe du $\delta^{18}O$ planctonique obtenue sur la carotte MD12-3423, pourcentage de $CaCO_3$, paramètre b^* et position des turbidites.....	227
Figure IV.19 : Enregistrement de l'activité turbiditique dans la carotte MD12-3423 sur les derniers 500 000 ans. Représentation des turbidites en âge, de leurs épaisseurs, de la fréquence turbiditique par 10 000 ans. La courbe du niveau marin (limite haute et limite basse) est modifiée d'après Grant et al., (2014). Les proxies de moussons (spéléothèmes en gris, marin en bleu foncé et glacier continental en bleu clair) sont issus de diverses publications (Cheng et al., 2012 ; Wang et al., 2008 ; Cheng et al., 2009 ; Caley et al., 2011 ; Bolton et al., 2013 ; Thompson et al., 1997). Les rectangles marrons représentent la présence de paléosols attestant d'un climat humide dans les dépôts de loess des plateaux chinois (Sun et al.,2006).....	230
Figure V.1 : Enregistrement de l'activité turbiditique sur les derniers 80 ka BP dans la carotte MD12-3412 et comparaison avec des données de mousson indo-asiatique et de niveau marin.....	232
Figure V.2 : Représentation de la distribution granulométrique dans la carotte MD12-3417, du ratio XRF Zr/Rb et de la position des dates ^{14}C utilisées dans le modèle d'âge....	235
Figure V.3 : Variations de l'épaisseur des dépôts turbiditiques, du mode granulométrique principal et du rapport Zr/Rb entre 9200-9900 ans cal BP.	236
Tableau V.1: Cyclicités obtenues sur la période 9.2-9.9 ka cal BP, à partir des trois proxies (rapport Zr/Rb, mode granulométrique principal, épaisseur des turbidites) en utilisant les trois	

méthodes de calcul (Blackman-Tuckey, Max entropy et MTM). Les cyclicités obtenues sont ensuite moyennées par méthodes et par proxies.	237
Figure V.4: Puissance des trois proxies en fonction de la fréquence du signal, en utilisant la méthode MTM.....	237
Figure VI.1 : Carte de localisation des carottes sédimentaires présentées. Les flux sédimentaires minimum et maximum pour chacune des carottes sont en noirs pour les flux sédimentaires totaux, en rouges pour les flux terrigènes et en verts pour les flux carbonatés. Les flux sont calculés en g.cm-2.ka-1.	239
Tableau VI.1 : Valeurs minimales et maximales des flux sédimentaires totaux dans les carottes MD12-3417, MD12-3412, MD12-3423 et MD12-3409.....	241
Figure VI.2: Flux terrigènes des carottes MD12-3417, MD12-3412 et MD12-3423, comparant ainsi les flux entre les deux zones de la partie médiane et la partie distale sur les derniers 16 ka BP.	242
Figure VI.3 : Comparaison des flux sédimentaires et des fréquences turbiditiques des carottes MD12-3412 et MD12-3423. Corrélation avec la courbe de CaCO ₃ de la carotte MD12-3423 et la courbe du niveau marin relatif de Grant et al. (2014).....	244
Tableau VI.2 : Synthèse sur l'activité sédimentaire du système sous-marin depuis le plateau continental jusqu'à la partie distale du Bengal fan, depuis le stade isotopique 8.....	246
Figure VI.4 : Modèle schématique d'alimentation du Bengal fan en fonction des variations du niveau marin et de l'intensité de la mousson. Mise en évidence de l'alimentation des chenaux turbiditiques en bas niveau marin et de la construction du chenal actif pendant la transgression marine. Présentation des sources différentes potentielles dans la partie médiane et dans la partie distale du système turbiditique.....	248

Chapitre 5 - Comparaison des grands systèmes source-to-sink dans l'océan Indien

Figure I.1 : Première carte des fonds marins de l'océan Indien réalisée par Heezen and Tharp (1967). Position des 4 principaux grands systèmes turbiditiques de l'océan Indien et des principaux bassins versants associés.	252
Tableau II.1 : Caractéristiques générales et dimensions des quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien.	253
Figure II.1 : a. Carte du système source-to-sink de l'Indus. Les limites du fan proviennent de Kolla et Coumes, (1985). Les chenalizations proviennent de Kolla et Coumes (1985) ; (Kenyon et al., 1995; Prins et al., 2000; Carmichael et al., 2009; Bourget et al., 2013).b. Carte	

du système source-to-sink du Gange-Brahmapoutre. Les limites du fan proviennent de Curray et al., (2003). Les chenalisations proviennent de la compilation de données présentées dans le chapitre 5. c. Carte du système source-to-sink du Zambèze. Les limites du fan proviennent de Kolla et al. (1980). Les chenalisations proviennent de (Vanney and Mougenot, 1986) et Kolla et al. (1980). D. Carte du système source-to-sink du Rovuma-Rufiji (Bourget et al., 2008 ; Fournier et al., 2016, soumis).....	257
Figure II.2 : Plateau continental au niveau des quatre grands systèmes source-to-sink de l’océan Indien, sur la façade nord et la façade ouest. La position des deltas de l’Indus, du Gange-Brahmapoutre, de la Rovuma et du Zambèze proviennent respectivement des publications Clift et al., 2014 ;Rogers, 2012 ; Mahanjane and Franke, 2014 ; Walford et al., 2005. Les canyons du Rovuma-Rufiji proviennent de la publication en cours (Fournier et al., soumis). Les canyons du Zambèze proviennent de la carte réalisée par Vanney et Mougenot en 1986.	258
Figure II.3 : Données bathymétriques montrant la morphologie des chenaux turbiditiques actifs pour les quatre principaux systèmes turbiditiques de l’océan Indien.	261
Figure II.4 : Données sismiques montrant la morphologie en coupe des chenaux turbiditiques actifs pour les quatre principaux systèmes turbiditiques de l’océan Indien.....	262
Figure II.5 : Modèle conceptuel de construction des chenaux de type aggradant (a) et érosif (b). Coupes transversales montrant la morphologie de ces chenaux, sur les exemples du chenal actif du système du Gange-Brahmapoutre et du chenal de Tanzanie du système du Rovuma-Rufiji. Les différences de sinuosité, construction des levées, des processus d’avulsion et d’érosion, du développement des lobes turbiditiques et du rapport sable/argile sont indiqués sur la droite de la figure.	264
Figure III.1 : Carte du système turbiditique du Rovuma-Rufiji dans sa partie proximale et médiane avec position des carottes sédimentaires étudiées par Liu et al., 2016 et Bourget et al., 2008. Zooms sur les principaux résultats sédimentaires obtenus par Bourget et al., 2008 et Liu et al., 2016.....	267
Figure III.2 : Carte du système source-to-sink du Zambèze, avec la position de l’ITCZ d’après van der Lubbe et al. (2014). La position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m), les carottes sédimentaires décrites par Kolla et al. (1980) dans la partie médiane et distale du système et la carotte sédimentaire décrite par Just et al., 2014 dans la partie proximale du système.....	270
Figure III.3 : Carte du système source-to-sink de l’Indus. Position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m) ; puit décrit par Govil et Naidu (2008) ; (a.) position du	

bassin confiné décrit par Bourget et al., (2013) ; position des systèmes de chenaux-levées A et B décrits par Kenyon et al. (1995) et datés par Prins et al. (2000)..... 273

Figure III.4 : Carte du système source-to-sink du Gange-Brahmapoutre. Position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m) ; position des carottes issues de la mission MONOPOL (2012) et étudiées au cours de cette thèse. Delta subaquatique (Goodbred and Kuehl, 2000). 275

Figure IV.1: Synthèse des grandes phases tectoniques sur les façades nord et ouest de l’océan Indien, en relation avec l’initiation et le développement des systèmes turbiditiques et de la sédimentation associée dans ces systèmes..... 277

Figure IV.2 : Synthèse générale de fonctionnement des systèmes turbiditiques des façades ouest et nord de l’océan Indien, en période de bas niveau marin et de haut niveau marin. ... 278

Figure V.1 : Modèle conceptuel des systèmes source-to-sink sur une marge passive (cas du système du Gange-Brahmapoutre) et une marge complexe (cas du système Rovuma-Rufiji) et des forçages pouvant agir sur chacun des segments des systèmes. 280

Figure V.2 : Organisation spatio-temporelle des forçages pouvant influencer la sédimentation enregistrée au sein d’un système turbiditique. 282

Introduction

Contexte de l'étude et objectifs principaux

La sédimentation dans le domaine marin profond constitue une archive remarquable pour la reconstitution de l'histoire géodynamique et paléo-environnementale d'une région. Elle résulte en effet principalement d'une combinaison entre apports terrigènes produits sur les continents et apports biogènes produits dans les bassins océaniques. Cette sédimentation terrigène provient de l'érosion des reliefs continentaux : les sédiments sont alors transportés et déposés dans les différents environnements traversés par les fleuves et ce jusqu'au domaine marin profond.

La notion de système « source-to-sink » comprend l'ensemble des environnements continentaux et marins qui contribuent à la production, au transport et au dépôt des sédiments. Il est désormais admis que l'évolution à différentes échelles spatio-temporelles du contexte tectonique et des conditions climato-eustatiques ont un impact sur la sédimentation. La compréhension des facteurs de contrôles (forçages) agissant et interagissant sur les différents environnements traversés par les fleuves, est essentielle afin d'étudier au mieux la sédimentation enregistrée dans le domaine marin.

Les systèmes turbiditiques forment les compartiments distaux et sous-marins des systèmes source-to-sink. Ces édifices sédimentaires se construisent généralement en pied de pente jusqu'à la plaine abyssale et sont principalement alimentés par un ou plusieurs canyons sous-marins, situés au large du débouché des systèmes fluviaux. Les processus gravitaires constituent le principal mécanisme de transport des sédiments depuis le rebord du plateau continental jusqu'au système turbiditique et notamment les écoulements turbulents, dont les courants de turbidité font partie. Etant la zone de stockage terminale des systèmes source-to-sink, les systèmes turbiditiques enregistrent les interactions entre les forçages allocycliques (externes au système) et autocycliques (internes au système ; Sømme et al., 2009). La sédimentation au sein de ces systèmes ainsi que la morphologie des corps sédimentaires qui les constituent sont dépendantes de la combinaison de ces facteurs de contrôles.

Depuis les années 50, les sédimentologues tentent d'établir des modèles de mise en place des systèmes turbiditiques ainsi que des classifications de ces systèmes, anciens et modernes. Les premières études concernent des descriptions des dépôts turbiditiques (Kuenen and Migliorini, 1950; Bouma et al., 1962), la morphologie et la sédimentation dans les chenaux

turbiditiques (Menard, 1955). Les modèles initiaux sont basés sur l'efficacité de transport des systèmes (Normark, 1978; Mutti, 1979, 1985), ou sur le contexte géodynamique de la marge (Shanmugam et al., 1988; Shanmugam and Moiola, 1988, 1991). Une classification plus complète apparaît dans les années 90, basée à la fois sur le type de source, mais également sur la lithologie des sédiments exportés (Reading and Richards, 1994; Richards and Bowman, 1998). Plus récemment, la classification de Covault and Graham, (2010) regroupe les systèmes turbiditiques en fonction de la position du niveau marin lors de leur alimentation. Depuis quelques années, la notion de système source-to-sink permet d'intégrer la source sédimentaire dans ces classifications, avec notamment la classification faite par Sømme et al., (2009), qui se base sur les caractéristiques morphologiques (longueur, largeur, surface...) des bassins versants, du plateau continental, de la pente continentale et du bassin sous-marin profond. Les principaux systèmes turbiditiques modernes décrits déjà depuis plusieurs années ont été pour la plupart intégrés à ces modèles et classifications.

Quatre des plus grands systèmes turbiditiques répertoriés à ce jour sont présents dans l'océan Indien : le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, le système turbiditique de l'Indus, le système turbiditique du Zambèze et le chenal turbiditique de Tanzanie.

L'océan Indien, qui représente un peu moins de 15% de la surface de la Terre, est bien moins étendu que ses deux voisins est et ouest, le Pacifique (~30 %) et l'Atlantique (~20%). Situé à cheval sur les deux hémisphères, il dispose cependant d'un contexte climatique et tectonique très riche.

Il s'étend principalement sur cinq plaques tectoniques et présente ainsi une grande diversité de limite de plaques convergentes (la collision himalayenne ; les subductions pakistanaise et indonésienne ou encore l'obduction omanaise) et divergentes (le rifting est-africain, les dorsales océaniques et le golfe d'Aden). Son histoire géodynamique est polyphasée et deux réorganisations majeures ont eu lieu au cours du Cénozoïque : l'ouverture du rifting est-africain et la collision Inde-Eurasie. Ces deux phases tectoniques vont entraîner la mise en place et le développement des grands systèmes turbiditiques des façades ouest et nord de l'océan Indien. Sur les reliefs formés par le Rift Est Africain, les grands fleuves africains se mettent en place, dont notamment le Zambèze et les fleuves tanzaniens et forment de vastes systèmes turbiditiques (Kolla et al., 1980; Droz and Mougnot, 1987; Bourget et al., 2008). La surrection de la chaîne himalayenne engendre la mise en place des bassins versants de l'Indus, du Gange ou encore du Brahmapoutre, fleuves permettant le développement de systèmes turbiditiques très étendus en mer d'Arabie et dans la baie du Bengale (Emmel and Curray, 1983; Kolla and Coumes, 1985).

Le Cénozoïque est marqué à l'échelle globale par l'installation d'un climat instable en raison de l'entrée en glaciation, par une accélération des surrections continentales et une augmentation des processus d'érosion. Au niveau de l'océan Indien, plusieurs grands systèmes climatiques interagissent : les variations des moussons africaine, indienne et asiatique (en lien avec les variations de la position de la zone de convergence intertropicale, ITCZ), influencent fortement cet océan et les décharges sédimentaires des principaux fleuves qui s'y jettent.

Les bassins versants des fleuves ont joué un rôle majeur dans l'histoire de l'Homme et dans l'établissement des civilisations. Si l'occupation des terres par l'Homme a augmenté les décharges sédimentaires par le passé (déforestation, agriculture, exploitations minières, ...), la construction des barrages et autres détournements des eaux fluviales ont désormais réduit de façon drastique les exports sédimentaires vers le domaine marin et particulièrement dans le cas des grands fleuves asiatiques tels que le Gange et le Brahmapoutre (Woodroffe et al., 2006). Les deltas constituent des zones clés dans les échanges sédimentaires entre les bassins versants et les systèmes turbiditiques. La plupart des grands deltas du monde et notamment les mégadeltas asiatiques (Indus, Gange-Brahmapoutre, Yangzi Jiang, Mekong, ...) sont très fortement anthropisés par des mégapoles (Woodroffe et al., 2006). L'Homme va donc jouer un rôle important sur les flux sédimentaires exportés vers le domaine marin.

L'étude des systèmes turbiditiques présente de nombreux intérêts auprès de la communauté scientifique, qui tente notamment de comprendre au mieux comment les différents facteurs de contrôle régulent la production, le transfert et le stockage de sédiment, depuis le bassin versant jusqu'aux plaines abyssales. Si l'état des connaissances sur les systèmes turbiditiques de la Méditerranée (Var, Golo, Rhône, Nil, ...) et de l'Atlantique (Zaire, Amazone, Mississippi, ...) est relativement bien avancé, celui des systèmes turbiditiques de l'océan Indien est encore à l'état embryonnaire, notamment en raison des dimensions gigantesques des systèmes qui s'y développent et du peu de travaux réalisés depuis les années 80.

La marge est-africaine subit un regain d'intérêt depuis quelques années, car elle n'a été que très peu explorée jusqu'aux années 2000. La relation entre l'activité tectonique et l'architecture de la marge reste encore peu étudiée. L'étude de cette marge présente également des intérêts économiques, notamment pour les compagnies pétrolières, qui ont pu découvrir la présence de gaz liquide en 2010 sur la marge tanzanienne, intensifiant ainsi les prospections dans la région.

La baie du Bengale, de par sa superficie et le gigantisme du système turbiditique qui s'y développe, reste elle aussi très peu connue. Les principales études de ce système se basent soit sur des données des expéditions DSDP (leg 22 en 1972), ODP (legs 116, en 1987 et 121 en 1988) qui ne fournissent qu'une approche globale du fonctionnement du système (Curry and Moore, 1971 ; Emmel and Curry 1983 ; Stow and Cochran, 1989 ; Curry et al., 2003), soit sur des portions restreintes du dernier chenal actif (Hubscher et al., 1997; Weber et al., 1997; Thu et al., 2001; Schwenk et al., 2003, 2005; Kolla et al., 2012). L'expédition IODP 354 (2015) va permettre de fournir une reconstitution de l'agencement des chenaux turbiditiques et d'expliquer leur fonctionnement, sur des échelles de temps de l'ordre de plusieurs millions d'années. Aucune étude ne permet à ce jour d'expliquer le fonctionnement de ce système turbiditique de manière précise, à l'échelle du Quaternaire.

Les principaux objectifs de mes travaux de recherche ont été de comprendre les forçages agissant sur la sédimentation et l'architecture de deux systèmes turbiditiques localisés sur les façades ouest (le système du Rovuma-Rufiji) et nord (le système du Gange-Brahmapoutre) de l'océan Indien, pour ensuite les comparer aux deux autres grands systèmes de l'océan Indien, c'est-à-dire le système turbiditique du Zambèze et le système turbiditique de l'Indus.

Les missions FANINDIEN (2006) et TANZAVALE (2010), les valorisations de transit du SHOM (*Service Hydrographique et Océanographique de la Marine*) ainsi que les données fournies par TOTAL ont permis d'étudier pour la première fois dans son intégralité un système turbiditique localisé sur la marge tanzanienne et dont l'étude préliminaire (Bourget et al., 2008) avait dévoilé la présence d'un système turbiditique majeur non décrit jusqu'à présent.

Grâce à la mission MONOPOL (2012) réalisée dans la baie du Bengale, nous avons pu étudier le second système turbiditique, localisé sur la façade nord de l'océan Indien, le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre.

Ces travaux de recherche ont été réalisés au sein du laboratoire EPOC (*Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux*) à l'université de Bordeaux et ont été menés grâce à un contrat doctoral du Ministère de la Recherche.

Organisation du manuscrit

Le manuscrit est organisé en cinq chapitres :

Le chapitre 1 fait état des connaissances sur les systèmes source-to-sink, avec notamment l'importance des forçages externes impactant la sédimentation et l'architecture de ces

systèmes. L'histoire de l'océan Indien, de ses marges continentales et de ses systèmes de dépôts profonds est également abordée.

Le deuxième chapitre traite de la méthodologie de travail employée, des outils mis en œuvre ainsi que de la source des données utilisées au cours de ce travail de recherche.

Le chapitre 3 présente pour la première fois le système turbiditique du Rovuma-Rufiji dans son intégralité, avec un état de l'art sur la marge Tanzanie/nord Mozambique, l'architecture moderne de ce système, une hypothèse de formation et de mise en place du chenal de Tanzanie, ainsi que l'évolution structurale des systèmes source-to-sink de la marge Tanzanie/nord Mozambique depuis le Cénozoïque.

Le chapitre 4 présente l'activité sédimentaire enregistrée dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre au cours du Quaternaire. Un état de l'art présente tout d'abord le contexte de mise en place du système. Une deuxième partie traite de son activité sédimentaire et des forçages associés, à l'échelle de l'Holocène ainsi qu'à l'échelle de plusieurs cycles climatiques. Une partie est dédiée à l'étude de la mousson indo-asiatique à plusieurs échelles temporelles dans nos enregistrements sédimentaires et enfin une synthèse générale décrit l'histoire turbiditique du système et les flux sédimentaires associés.

Enfin, le chapitre 5 compare les quatre grands systèmes source-to-sink des façades nord et ouest de l'océan Indien, en intégrant à la fois une approche morphologique, mais également une approche sur l'importance des différents forçages enregistrés dans l'activité de ces systèmes. La fin de ce chapitre se terminera par une synthèse sur la compréhension de l'histoire sédimentaire d'un système turbiditique en utilisant une approche source-to-sink.

Chapitre 1- Les systèmes source-to-sink : approche globale et détaillée sur l'océan Indien

Ce premier chapitre présente un rapide état des connaissances sur les flux sédimentaires et les facteurs de contrôle associés aux grands systèmes « source-to-sink » étudiés dans le monde, puis plus particulièrement dans l'océan Indien. Les objectifs sont de définir la notion de système source-to-sink, de montrer l'importance de la compréhension des forçages contrôlant la sédimentation au sein de ces systèmes et d'expliquer la mise en place des systèmes source-to-sink majeurs de l'océan Indien.

I. Les systèmes source-to-sink : morphologie, sédimentation et facteurs de contrôle associés

1.1. Définition

Un système « source-to-sink » (ou système sédimentaire) est le chemin suivi par les sédiments depuis les processus d'érosion qui les produisent jusqu'au domaine marin profond où ils s'y déposent (Allen, 1997). Les sédiments traversent alors plusieurs environnements différents, continentaux et marins dans lesquels ils vont subir des processus de transport, de dépôt temporaire, de remaniement avant d'être acheminés et déposés dans le domaine marin profond (Sømme et al., 2009). Ces environnements où les processus interagissent sont les bassins versants des fleuves, les deltas, les plateaux continentaux, les canyons sous-marins, les systèmes de chenaux-levées et enfin les lobes distaux (Sømme et al., 2009 ; Figure I.1). Ces différents « segments » des systèmes source-to-sink sont génétiquement liés, de sorte que les processus d'érosion et de dépôt qui vont influencer une partie du système se répercutent sur la morphologie et la sédimentation au sein des segments adjacents (Moore, 1969).

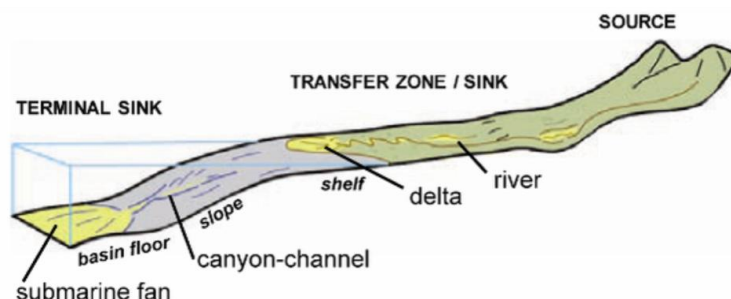


Figure I.1 : Les principaux segments d'un système source-to-sink dans Covault, (2011), d'après Graham, (2011).

Ils sont séparés par des limites dynamiques, qui vont se déplacer en réponse aux changements des flux sédimentaires et des variations eustatiques. Ces limites sont d’amont en aval résumées dans le tableau I.1 (NSF Margins, 2003).

Tableau I.1 : Les “segments” d’un système source-to-sink et leurs limites dynamiques (modifié d’après NSF Margins, 2003).

Unit	Boundary
Terrestrial upland	Transition from gravel-bed to sand-bed streams
Terrestrial lowland	
Continental shelf	Coast (shoreline, estuaries and deltas)
Continental slope	Shelf slope break
Deep basin/Channel-levees systems	Slope base
Lobe deposits	CLTZ (detached lobes)/attached lobes

Les bassins versants assurent la connexion entre la production et le dépôt des sédiments dans le domaine marin. Ils peuvent également stocker une partie des sédiments de manière temporaire, au cours de leur transit et ainsi retarder le transfert de ces sédiments vers le milieu marin profond.

Chaque système source-to-sink se compose d’une partie sous-marine : généralement un système turbiditique. Il peut être défini comme une construction sédimentaire massive à l’embouchure des fleuves, érodant, transportant par écoulements gravitaires et déposant des sédiments terrigènes depuis le plateau continental jusqu’à la plaine abyssale. La sédimentation au sein des systèmes turbiditiques est principalement composée des dépôts de turbidites (Bouma et al., 1985).

Le plateau continental est une zone de transition importante entre les apports sédimentaires des bassins versants et les systèmes profonds, car il va à la fois stocker des sédiments sous forme des deltas subaquatiques, mais aussi les exporter à travers les processus qui s’y déroulent.

Les canyons sous-marins sont des incisions majeures entaillant les marges continentales. Ils jouent le rôle de conduits empruntés par les sédiments depuis les faibles profondeurs d’eau jusqu’aux environnements profonds (Nittrouer and Wright, 1994). Ils sont également capables de stocker des sédiments.

Les systèmes de chenaux turbiditiques se développent dès la sortie des canyons, où interagissent à la fois des processus d’érosion, de transit et de dépôt. Ces systèmes sont constitués d’un talweg (chenal principal) bordé par des reliefs (levées). Il existe principalement deux types de chenaux turbiditiques, les chenaux érosifs et les chenaux constructifs (Kneller, 2003). Les chenaux constructifs ont tendance à aggrader verticalement et à être limités par d’importantes levées sédimentaires générées par le débordement des écoulements. Les chenaux de type érosif ont tendance à inciser et ne construisent pas

systématiquement de levées sédimentaires. La morphologie des chenaux turbiditiques est également dépendante de la nature et de la granularité du sédiment transporté (Galloway, 1998). Ainsi, les chenaux transportant des sédiments fins vont être sinueux voir méandriiformes et relativement étroits. Au contraire, les chenaux transportant des sédiments grossiers vont être larges, rectilignes, moins profonds car ils ne construisent pas ou peu de levées sédimentaires (Galloway, 1998).

Les zones de lobes terminaux correspondent aux objets sédimentaires de forme lobée, se situant au débouché des chenaux turbiditiques et représentant le site final de dépôt des sédiments du système sédimentaire (Mutti and Normark, 1991). Le développement des lobes dépend de plusieurs facteurs : la taille du système turbiditique, la configuration du bassin réceptacle, le volume de sédiments apportés ou encore le rapport sable/argiles des sédiments apportés (Mutti, 1985; Shanmugam and Moiola, 1988). Le volume et la proportion d'argiles modifient la position de la zone de lobes par rapport au chenal et conditionnent également la présence ou non d'une zone de transition chenal-lobe (CLTZ, Mutti and Normark, 1987; Wynn et al., 2002). La CLTZ correspond à la zone de passage d'un écoulement chenalisé confiné à un écoulement turbulent non contraint (Wynn et al., 2002). Les écoulements de faible volume riches en sable avec une faible proportion d'argile ont tendance à former des lobes attachés, sans CLTZ, tandis que les écoulements de fort volume, riche en argile et en sable, vont créer une zone de by-pass à la sortie du chenal, c'est-à-dire la CLTZ. La zone de lobe est alors décrite comme détachée.

L'interaction des processus d'érosion, de stockage, de transport et de dépôt entre les différents compartiments d'un système source-to-sink est le moteur de l'initiation et du développement des systèmes au cours des temps géologiques (Sømme et al., 2009). Afin de comprendre le fonctionnement de chacun de ces systèmes, il est important de prendre en compte l'ensemble des forçages régulant la production, le transfert et le stockage des sédiments, depuis le bassin versant jusqu'au domaine marin profond.

La notion de système source-to-sink permet donc d'intégrer à la fois l'aspect morphologique (dimensions et caractéristiques pour chacun des segments) et l'aspect sédimentologique (transfert, stockage, remaniement, dépôt) des environnements sédimentaires continentaux et marins (Sømme et al., 2009).

1.2. Forçages sur les grands systèmes source-to-sink mondiaux

Les exemples présentés dans cette partie se concentrent sur les principaux systèmes source-to-sink mondiaux. Nous avons sélectionné ceux dont le bassin versant est supérieur à

1×10^6 km² et dont la superficie du système turbiditique est supérieure à 300 000 km² (Figure I.2). L'objectif est de comprendre l'importance des forçages jouant sur les différents segments et en particulier sur leurs morphologies et sur la sédimentation des systèmes profonds.

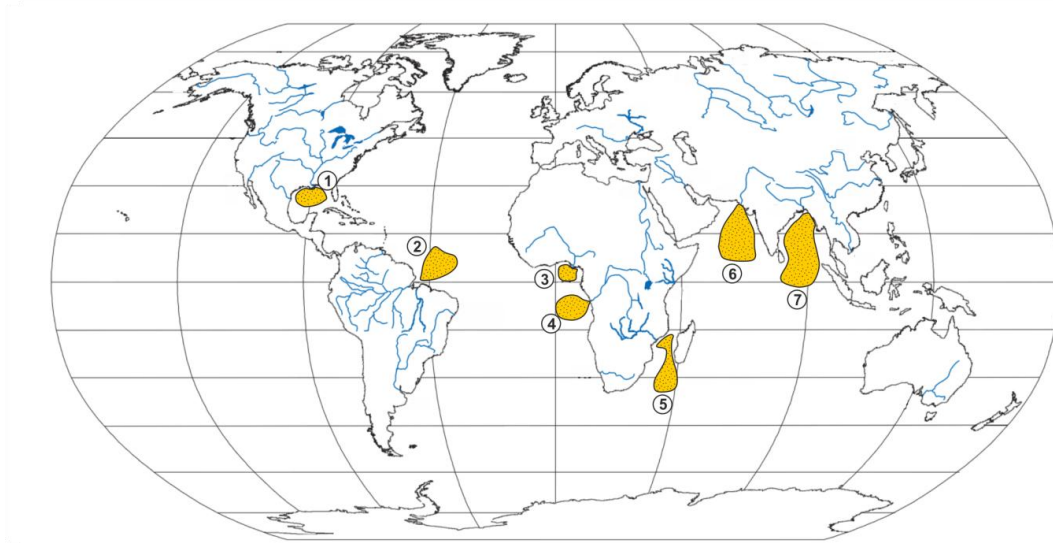


Figure I.2 : Carte du monde avec les principaux fleuves dont les bassins versants sont supérieurs à 500 000 km² (Milliman and Farnsworth, 2011). Localisation des plus grands systèmes source-to-sink du monde, dont les bassins versant sont supérieurs à 1×10^6 km² et dont la surface du système turbiditique est supérieure à 300 000 km². 1 : Mississipi ; 2 : Amazone ; 3 : Niger ; 4 : Congo ; 5 : Zambèze ; 6 : Indus ; 7 : Gange-Brahmapoutre.

1.2.1. Importance des bassins versants sur les flux sédimentaires exportés

Les bassins versants et les flux sédimentaires fluviaux sont influencés par plusieurs facteurs, tous principalement liés aux deux grands forçages que sont les forçages climatique et tectonique (Sømme et al., 2009). Sur les périodes plus récentes vient se surimposer un forçage anthropique lié entre autre, à la déforestation (Figure I.3). La photographie de la Figure I.3 montre très bien l'interaction de ces trois forçages sur un bassin versant de taille très réduite : les reliefs d'origine tectonique sont relativement pentus et subissent de fortes précipitations de façon périodique. L'absence de végétation sur le versant de la colline due à une déforestation massive a conduit à des pentes instables et plus facilement érodables.



Figure I.3: Photographie tirée de Milliman and Farnsworth, (2011, rivière Waiapu, Nouvelle Zélande), réalisée par R. Gammish.

La surrection des reliefs, la subsidence dans les plaines alluviales, les séismes, ou encore l'activité volcanique, sont autant de facteurs découlant du forçage tectonique et pouvant affecter la superficie et l'altitude des bassins versants et par conséquent les flux sédimentaires eux-mêmes. L'ensemble des grands systèmes source-to-sink, excepté le système du Niger, drainent des reliefs montagneux supérieurs à 1000 m (Figure I.4a.). Dans le cas du système de l'Amazone par exemple, 84% de la charge sédimentaire provient de l'érosion de la chaîne andine développée sur plus de 6000 m d'altitude (Gibbs, 1967; Rimington, 1999), alors que près de 90% de la longueur du bassin versant correspond à de vastes plaines alluviales situées à des altitudes inférieures à 200 m (Sioli, 1975).

Les variations des précipitations, la présence de glaciers, la végétation sont autant de paramètres qui vont eux aussi influencer la production de sédiments et donc les flux sédimentaires exportés.

Les grands systèmes source-to-sink représentés sur la Figure I.2, sont soumis à des régimes climatiques variables, comme le montre la distribution des précipitations annuelles (Figure I.4b; Milliman and Farnsworth, 2011). Le fleuve Congo est alimenté par des affluents localisés de part et d'autre de l'équateur, ce qui lui confère un régime hydrologique très stable, le plus régulier au monde (Martins and Probst, 1991; Coynel et al., 2005; Laraque et al., 2013). Malgré les précipitations élevées sur le bassin versant (~1550 mm/an), les décharges sédimentaires de ce système dans le domaine marin sont plus de deux fois inférieures à celles de l'Amazone situé aux mêmes latitudes. Ceci s'explique par la vaste pénéplaine que forme le bassin versant du Congo, dont la faible élévation et la présence de nombreux lacs et plaines inondables peuvent piéger une partie des sédiments (Laraque and Olivry, 1996; Mouzeo, 1986; Seyler et al., 2005).

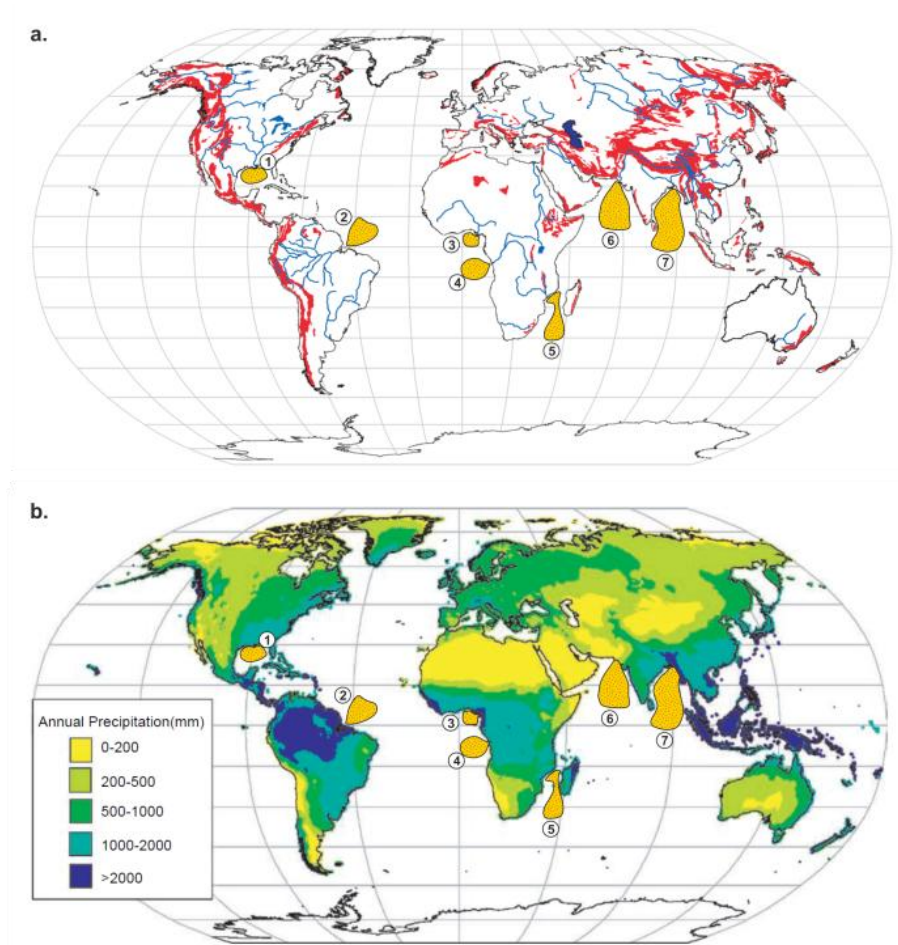


Figure I.4 : a. Distribution globale des terrains montagneux dont l'élévation est supérieure à 1000 m en rouge (Milliman and Farnsworth (2011) et position des 7 plus grands systèmes source-to-sink du monde. b. Distribution globale des précipitations annuelles entre 1901-2000, basée sur une grille de 0.5° (Climate Research Unit, East Anglia University, dans Milliman and Farnsworth, 2013) et position des 7 plus grands systèmes source-to-sink du monde.

Les rivières et les fleuves ont joué un rôle clé dans l'histoire humaine, en aidant à l'alimentation, à l'extension et à la délimitation des zones de civilisations (Milliman and Farnsworth, 2011). Le forçage anthropique est également un forçage majeur sur les flux sédimentaires exportés. En effet, si la déforestation, l'agriculture, l'exploitation minière et les constructions modernes peuvent accélérer le ruissellement des bassins versants ainsi que l'érosion, à l'inverse, la gestion des rivières, la construction de barrages et des canaux d'irrigation, vont avoir tendance à stocker les sédiments, retardant et limitant ainsi le flux sédimentaire vers le domaine marin (Milliman and Farnsworth, 2011). Ce stockage des sédiments dans les barrages provoquent également des conséquences sur le littoral, avec une érosion accrue (Ericson et al., 2006). Les plaines alluviales deltaïques et méga-deltas constituent les zones d'installations principales des populations, notamment en Asie et sont des zones très vulnérables du fait de leur localisation (Ericson et al., 2006). L'installation de ces populations sur les deltas engendre une accélération de la subsidence et détermine en

majeure partie l’augmentation effective du niveau marin, de façon plus importante que l’eustatisme (Ericson et al., 2006).

En dépit des forçages locaux propres à chaque système, Milliman and Farnsworth (2011) mettent en évidence que la quantité de sédiment disponible et transportée par les fleuves est dépendante de la lithologie, du relief, de l’activité sismique, des précipitations et de la superficie des bassins versants (Figure I.5). La somme de l’ensemble des décharges sédimentaires décrites par Milliman and Farnsworth (2011) s’élève à 19 milliards de tonnes par an. Les principaux contributeurs sont les fleuves de l’Asie du sud-est et de l’Amérique (nord et sud), même si les données des fleuves indonésiens nécessitent d’être ré-évaluées d’après Milliman and Farnsworth (2011). Des grands systèmes source-to-sink décrits précédemment, le Gange-Brahmapoutre est celui dont la contribution sédimentaire est la plus élevée, suivi par l’Amazone, puis la marge ouest-africaine et l’Indus (Figure I.5).

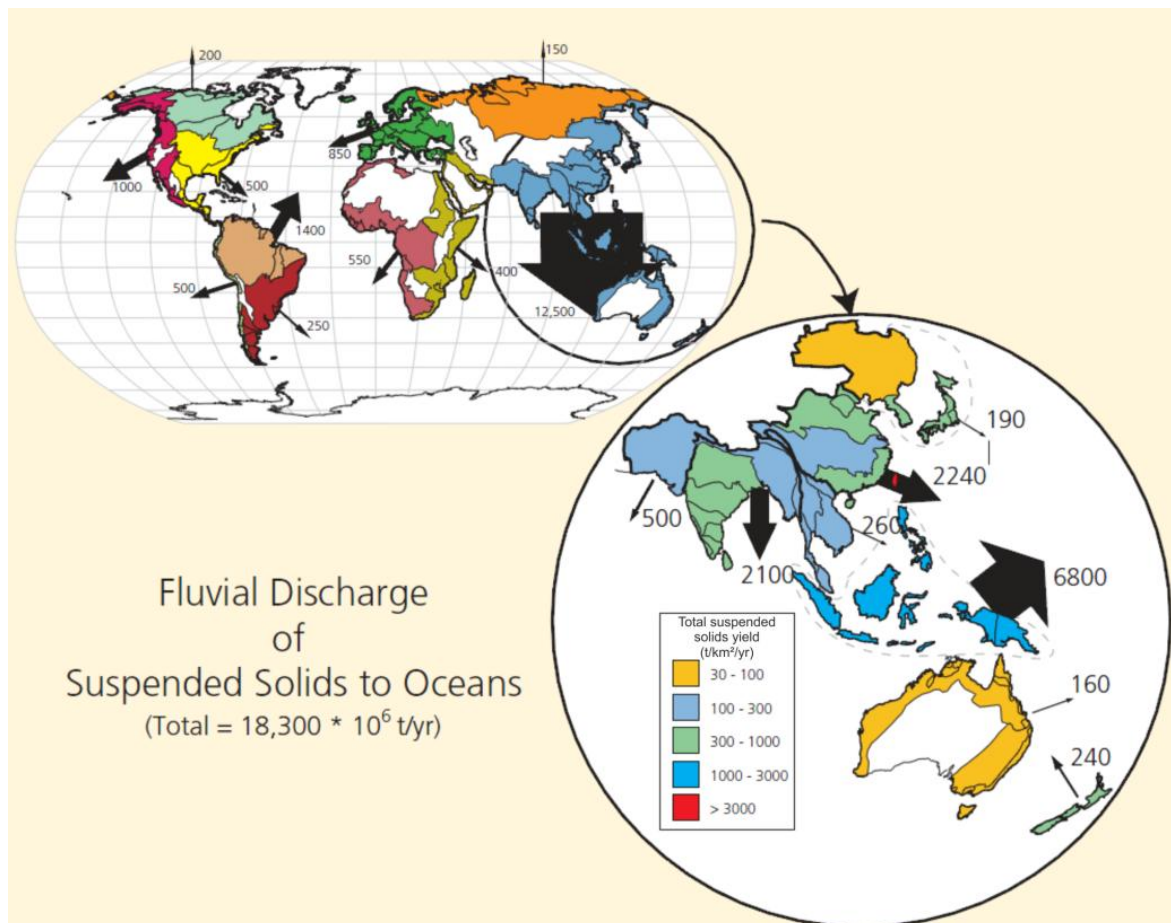


Figure I.5 : Flux sédimentaires dans l’océan global et zoom sur l’Asie du sud. (<http://www.nsf-margins.org/Publications/SciencePlans/MARGINSSciencePlans.html>; d’après Milliman and Farnsworth, 2011).

1.2.2. Action des différents forçages sur les segments sous-marins des systèmes source-to-sink

1.2.2.1. Le plateau continental

Le plateau continental joue le rôle de zone tampon entre les décharges sédimentaires des fleuves et l'export de sédiment dans les systèmes turbiditiques. Lorsque les fleuves sont directement connectés aux canyons, le volume de sédiment exporté est directement transporté vers le système turbiditique profond (Sømme et al., 2009). Lorsque les embouchures des fleuves sont déconnectées des canyons, les sédiments sont stockés en majeure partie sur le plateau continental sous forme de deltas subaquatiques (Sømme et al., 2009).

La largeur des plateaux continentaux est influencée par plusieurs paramètres, tels que les changements du niveau marin, les quantités d'apports sédimentaires, ainsi que les processus de subsidence et de compaction, mais également le type de la marge et son âge. Les plateaux continentaux larges, comme ceux situés aux embouchures de l'Amazone (~320 km de large), du Gange-Brahmapoutre (~210 km de large), de l'Indus (~115 km de large) ou encore du Mississippi (~115 km de large), voient se mettre en place des deltas subaquatiques développés (Burgess and Hovius, 1998, Figure I.6). La mise en place d'un delta subaquatique sur le plateau continental est conditionnée par les décharges sédimentaires des fleuves, mais également par la largeur du plateau continental et les courants présents sur ce dernier (Burgess and Hovius, 1998). Des études ont ainsi montré que les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques des deltas étaient fonction de différents forçages, tels que le climat, les décharges sédimentaires et le type de sédiment, la vitesse des courants tidaux et l'énergie des vagues, les courants, la pente du plateau continental ou encore l'activité tectonique (Coleman and Wright, 1975).

Les deltas de l'Amazone et de l'Indus par exemple (Figure I.6), sont soumis à des courants côtiers qui vont affecter la sédimentation sur le plateau en contrôlant la dispersion des sédiments (von Rad and Tahir, 1997; Hübscher et al., 2002). Les décharges fluviales de l'Amazone sont déviées vers le nord-ouest (Nittrouer et al., 1995), tandis que les décharges fluviales de l'Indus sont sous l'influence d'un courant côtier du nord-ouest, déviant la sédimentation à l'ouest du canyon (von Rad and Tahir, 1997). Dans le cas du Mississippi, les apports fluviaux dominent et permettent de développer un large delta subaquatique (Burgess and Hovius, 1998; Figure I.6). La présence d'un canyon qui incise le plateau continental jusqu'à l'embouchure du fleuve comme dans le cas du Congo empêche le développement de deltas (Burgess and Hovius, 1998; Figure I.6).

Dans le cas de l'Amazone, du Mississippi, de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, si de larges deltas subaquatiques se mettent en place, des canyons sous-marins incisent le plateau continental et permettent l'export sédimentaire vers le système turbiditique profond (Figure I.6).

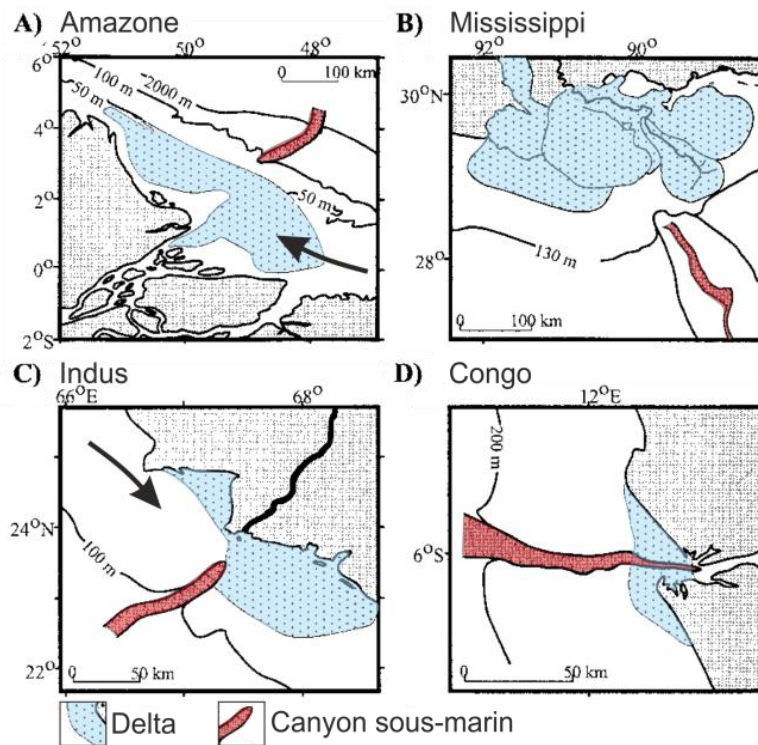


Figure I.6 : Comparaison entre les plateaux continentaux de l'Amazone (A), du Mississippi (B), de l'Indus (C) et du Congo (D), mettant en évidence les différences de configuration entre le delta et le canyon à l'embouchure de chaque grand fleuve (modifié d'après Burgess and Hovius, 1998). La flèche noire représente les courants côtiers.

1.2.2.2. Les canyons sous-marins

Sømme et al. (2009) mettent en évidence que les systèmes présentant des plateaux continentaux dont la largeur est supérieure à 50 km présentent généralement des canyons localisés à plus de 10 km de l'embouchure des fleuves, tandis que dans le cas de plateaux continentaux étroits, les têtes de canyons sont localisées à moins de 10 km des embouchures de fleuve. Dans le cas du système du Congo, la tête du canyon est directement connectée à l'embouchure du fleuve (Figure I.6). Le système turbiditique va donc recevoir directement la plupart des sédiments exportés (Pak et al., 1984).

De plus, les fortes pentes dans les canyons engendrent la déstabilisation des zones où l'accumulation trop importante entraîne un excès de charge et induit ainsi des courants de turbidité (Heezen et al., 1964; Khripounoff et al., 2003; Vangriesheim et al., 2009). Dans le cas des systèmes de l'Indus, du Gange-Brahmapoutre ou encore de l'Amazone, le canyon sous-marin va ainsi stocker des sédiments dans sa partie amont. Ces sédiments proviennent du delta dans le cas de l'Amazone (Nittrouer et al., 1986). Dans le cas du système du Gange-Brahmapoutre, les sédiments dans le canyon nommé « Swatch of No Ground » (SoNG) sont

présents grâce à des écoulements quasi-continus pendant les périodes de fortes décharges. L'advection de particules fines par les courants de marée peut également contribuer à la sédimentation dans le canyon (Kudrass et al., 1998; Kottke et al., 2003; Michels et al., 2003). La présence de failles de croissance sur les parois du SoNG entraîne également des déstabilisations gravitaires, de façon épisodique. Ces failles peuvent se former suite à un séisme, mais également suite à une succession de déstabilisations en masse induites par des tempêtes (Kottke et al., 2003; Kuehl et al., 2005). Rogers and Goodbred (2010) ont ainsi mis en évidence l'enregistrement de grandes déstabilisations gravitaires dans le SoNG suite au passage du cyclone tropical Sidr en 2007.

A ces forçages climatiques et tectoniques s'ajoute le forçage anthropique, avec le chalutage profond et le dragage sur le plateau continental qui entraînent une remobilisation des sédiments vers les canyons sous-marins (Harris and Whiteway, 2011; Puig et al., 2014). Ce forçage anthropique récent a été mis en évidence notamment en méditerranée (de Madron et al., 2005; Palanques et al., 2006; Martín et al., 2008; Palanques et al., 2014; Puig et al., 2014) et sur la marge est canadienne (Messieh et al., 1991).

Les mécanismes d'alimentation et les processus de transport et de piégeage des sédiments de ces canyons sous-marins semblent donc multiples :

- l'activité sismique va entraîner des déstabilisations sur les fortes pentes (Kuehl et al., 2005),
- les tempêtes peuvent induire des courants de turbidité et renforcer les processus d'advection sur le plateau continental,
- les courants hyperpycniaux, les déstabilisations de sédiments fluviaux déposés récemment sur le plateau, les processus de cascading d'eau dense et les ruptures de flanc du canyon vont également contribuer à l'alimentation du canyon sous-marin (Puig et al., 2014).

A cela s'ajoute les ondes internes qui remettent périodiquement en suspension les sédiments et contribuent à la dispersion des particules ou à leur stockage dans des zones préférentielles du canyon (Puig et al., 2014). Le forçage anthropique n'a un impact que sur les dernières décennies dans la remise en suspension des sédiments et l'alimentation des canyons sous-marins.

1.2.2.3. Le système turbiditique profond

Le système turbiditique profond (systèmes chenaux-levées et zone de lobes) est le segment final du système source-to-sink. Les enregistrements sédimentaires y témoignent des influences combinées des différents forçages affectant l'ensemble du système sédimentaire (Sømme et al., 2009). D'après Covault and Graham (2010), la sédimentation au sein des grands systèmes turbiditiques dans le monde sans influence notable de la position du niveau marin, en réponse au caractère « tectono-morphologique » de la marge et des influences climatiques. En considérant de plus près les grands systèmes source-to-sink, il semble cependant que la position du niveau marin puisse jouer un rôle prépondérant dans le transfert de sédiment vers les systèmes turbiditiques profonds (Goodbred and Kuehl, 1999, 2000; Hubscher and Spiess, 2005; Törnqvist et al., 2006; Pierau et al., 2010; Bourget et al., 2010; Clift et al., 2014).

Les travaux récents mettent d'ailleurs en évidence que dans le cas du système turbiditique de l'Indus, étant donné l'important stockage et remaniement ayant lieu sur le plateau continental et dans le canyon sous-marin, les séquences sédimentaires enregistrées ne peuvent être directement corrélées avec des événements tectoniques ou climatiques particuliers (Clift et al., 2014). La sédimentation au sein du système turbiditique se fait en fonction de la connexion entre le canyon et l'embouchure des fleuves, c'est-à-dire pendant les périodes de régression marine, de bas niveau marin, voire même au début des périodes de transgression marine (Bourget et al., 2013 ; Clift et al., 2014). C'est également le cas du système turbiditique du Zambèze qui semble fonctionner pendant la dernière période glaciaire (Kolla et al., 1980) mais également pendant la dernière diminution du niveau marin (Wiles et al., 2016).

Dans le cas du système turbiditique du Congo, le canyon sous-marin est connecté de façon permanente à l'embouchure du fleuve. Il est le premier grand système turbiditique à être décrit comme actif en haut niveau marin, mais cette activité est restreinte au chenal le plus récent situé dans l'axe du canyon avec des processus d'érosion dans le talweg et de dépôts sédimentaires sur les levées (Droz et al., 1996). Marsset et al. (2009) mettent en évidence que la longueur des chenaux turbiditiques et la fréquence des avulsions sont contrôlées principalement par les changements climatiques au cours du Quaternaire.

1.3. L'approche source-to-sink : intérêts et difficultés

Afin de reconstruire l'histoire sédimentaire d'un système, il est nécessaire de disposer d'un enregistrement sédimentaire continu et bien daté. Sur le continent, les séquences sédimentaires dans les bassins versants sont généralement discontinues, en raison des nombreux processus autocycliques (avulsions, érosions, ...) et allocycliques (activité tectonique et climatique) qui les influencent. Les lacs peuvent toutefois permettre de fournir un enregistrement continu des forçages agissant sur le bassin versant (Francus and Karabanov, 2000; Bird et al., 2014; Wang et al., 2014; Sarkar et al., 2015). Les plateaux continentaux sont soumis à un hydrodynamisme très important, empêchant un archivage continu de l'histoire sédimentaire du système. La pente continentale, est un lieu de « by-pass » : même si les canyons sont capables de stocker momentanément des sédiments, ils permettent surtout de les faire transiter vers le domaine marin profond.

Le bassin marin profond, formant la partie terminale de l'ensemble du système sédimentaire, permet de fournir un enregistrement sédimentaire continu sur de grandes échelles temporelles (10^3 - 10^4 - 10^5 ans) et constitue donc le dépo-centre idéal dans la reconstitution de l'activité d'un système source-to-sink.

Les carottages, les forages, ou encore l'acquisition de données sismiques et bathymétriques permettent cette reconstitution, à la fois paléo-environnementale, paléoclimatique, mais également géodynamique (Figure I.7). Les séquences sédimentaires prélevées dans les systèmes turbiditiques transcrivent à la fois la sédimentation terrigène provenant du système source-to-sink et la sédimentation marine du bassin. L'étude de la fraction sédimentaire marine permet de reconstituer les caractéristiques paléo-environnementales des bassins océaniques, mais également de dater les séquences sédimentaires (stratigraphie isotopique, biostratigraphie, datation ^{14}C , ...). L'analyse de la fraction terrigène permet de retracer les sources du matériel sédimentaire (nature des argiles, ϵNd , rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ...), de reconstruire le couvert végétal du bassin versant (pollen) et de comprendre les changements d'activité du système sédimentaire (fréquence turbiditique, épaisseurs des turbidites).

Un enregistrement sédimentaire marin, soumis à une analyse multi-proxies, permet ainsi de comprendre et de reconstituer l'histoire sédimentaire de l'ensemble d'un système source-to-sink.

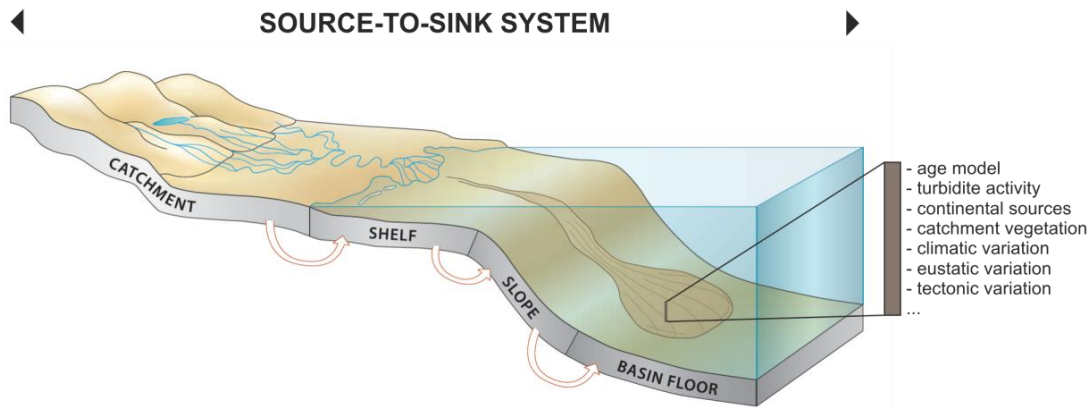


Figure I.7 : Modèle conceptuel d’un système source-to-sink et enregistrement sédimentaire dans le bassin profond. Modifié d’après Helland-Hansen et al. (2016).

La première difficulté dans l’étude de la sédimentation turbiditique profonde réside dans la nécessité de bien identifier les processus de dépôt et de faire la distinction entre la fraction terrigène et la fraction marine. Il faut donc dans un premier temps bien distinguer les dépôts d’origine gravitaire et les dépôts d’origine hémipélagique.

Lors de l’étude de la sédimentation terrigène en particulier, une seconde difficulté apparaît. Afin de reconstituer l’activité sédimentaire d’un système, il est nécessaire de déconvoluer l’ensemble des forçages agissant sur les zones de production et de transfert des sédiments, c’est-à-dire sur les différents segments du système source-to-sink situé en amont du bassin (Tableau I.2). En effet, les conséquences de ces forçages vont se répercuter sur l’ensemble de ces segments, modifiant ainsi les flux sédimentaires vers l’aval (Tableau I.2).

Tableau I.2 : Conséquences des principaux forçages sur les segments des systèmes source-to-sink.

	Forçage tectonique	Forçage climatique	Forçage eustatique	Forçage autogénique
Bassin versant	surrection continentale, subsidence, séismes, activité volcanique	variations de précipitations, présence de glaciers, type de végétation	migration du trait de côte et variation de la superficie du bassin versant	avulsions, méandrisation, érosion
	impact sur les flux sédimentaires vers le domaine marin			
Plateau continental	séismes, subsidence	courant, vagues, amplitude des marées	migration du trait de côte et variation de la superficie du plateau continental	développement du delta, déstabilisation sédimentaire par excès de charge
	impact sur les flux sédimentaires vers les canyons sous-marins			
Canyons sous-marins	séismes	cyclones, tempêtes, crues, courant de marée, ondes internes	distance tête de canyon/embouchure des fleuves, déstabilisation en transgression marine, vidange en bas niveau marin	érosion, déstabilisation sédimentaire sur la pente,
	impact sur les flux sédimentaires vers les systèmes turbiditiques profonds			
Système turbiditique profond	dépôts d’éruption volcanique, séismes	variations des décharges sédimentaires	variations des décharges sédimentaires, position des courants marins	avulsions, aggradation des levées sédimentaires, érosion

De plus, on constate que même dans le cas d’une production de sédiment constante dans le système, des processus locaux sur chaque compartiment peuvent mener à des variations

significatives dans les flux exportés (Figure I.8). Il est donc très important de comprendre les processus de stockage et de remaniement des sédiments ayant lieu dans chacun des segments, afin d'expliquer la sédimentation dans le système turbiditique profond.

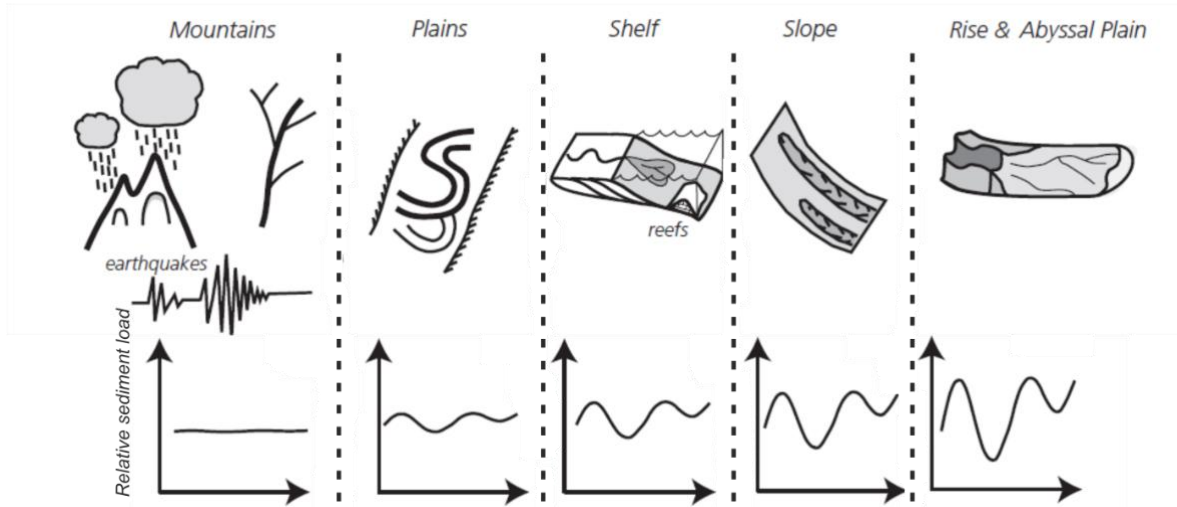


Figure I.8 : Evolution schématique des flux sédimentaires dans le cas de décharges relativement constantes des bassins versants (<http://www.nsf-margins.org/Publications/SciencePlans/MARGINSSciencePlans.html>).

II. Localisation des grands systèmes source-to-sink de l'océan Indien

L'océan Indien est le lieu de mise en place de grands systèmes source-to-sink, dont les dépocentres dans les bassins profonds sont très étendus. Cette partie permet donc d'expliquer l'originalité de la physiographie de l'océan Indien ainsi que les grandes phases de mise en place de cet océan, ayant conduit à l'initiation de systèmes sédimentaires très développés.

2.1. Originalité de la physiographie de l'océan Indien

L'océan Indien qui s'étend sur près de 75 000 000 km² présente un fond marin très morcelé par son histoire tectonique et sédimentaire (Figure II.1). Plusieurs systèmes turbiditiques s'y développent, avec notamment les quatre systèmes majeurs sur les façades nord et ouest : le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (ou Bengal fan), le système turbiditique de l'Indus (ou Indus fan), le système turbiditique du Zambèze (ou Mozambique fan) et enfin, le chenal de Tanzanie dont la description initiée par les travaux de Bourget et al., (2008) se poursuivra dans ce manuscrit de thèse (Figure II.1).

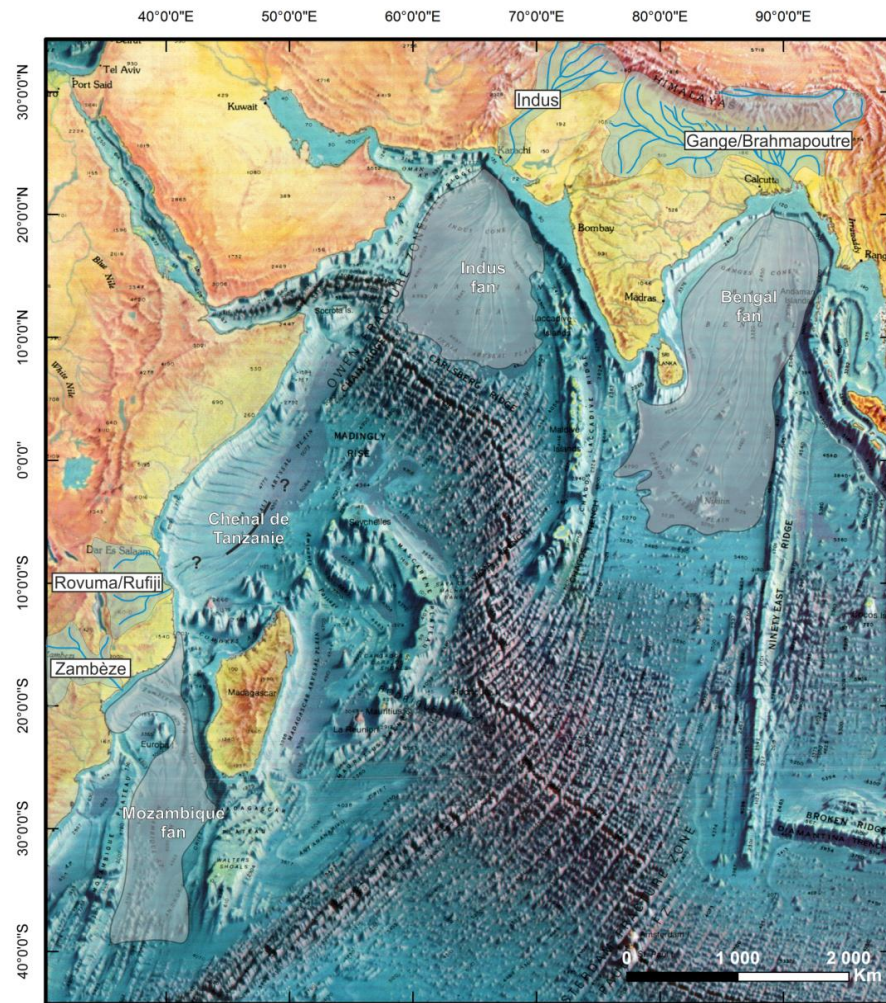


Figure II.1 : Première carte des fonds marins de l’océan Indien réalisée par Heezen and Tharp (1967). Position des 4 principaux grands systèmes turbiditiques de l’océan Indien et des principaux bassins versants associés.

L’océan Indien se compose de cinq plaques tectoniques principales (africaine, arabe, indienne, australienne et antarctique) limitées entre elles par des structures géologiques majeures : les dorsales sud-ouest et sud-est indiennes, les rides de Carlsberg, de Murray, la fracture d’Owen et le prisme d’accrétion du Makran dans le domaine océanique et les chaînes de l’Himalaya et de Kirthar sur les continents (Figure II.2).

Si les limites de plaques de l’océan Atlantique témoignent d’un océan en extension et si celle de l’océan Pacifique témoignent plutôt d’un océan en fermeture, l’océan Indien, malgré sa superficie plus restreinte est soumis à une géodynamique très riche et variée. Les dorsales océaniques (Carlsberg, dorsales sud-ouest et sud-est indienne) témoignent d’un océan en extension ; la chaîne himalayenne témoigne d’une zone de collision ; le prisme du Makran d’une zone de subduction ; la marge est-africaine et le golfe d’Aden de riftings récents (Figure II.2).

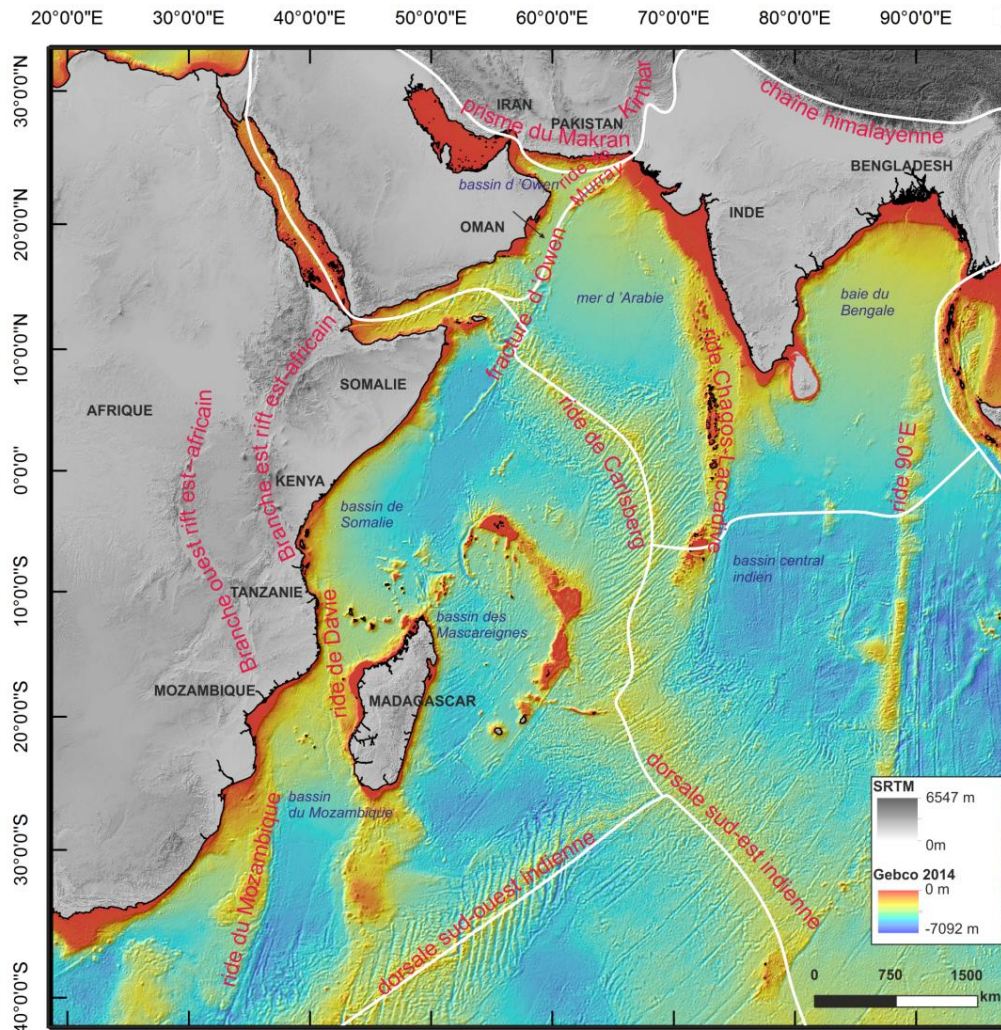


Figure II.2 : Carte générale de la partie nord-ouest de l’océan Indien, avec les structures tectoniques majeures et les limites des plaques (Selley et al., 2004).

Des bassins océaniques profonds se mettent en place sur chacune de ces plaques tectoniques et constituent les dépocentres des grands systèmes turbiditiques : les bassins du Mozambique, de Somalie et des Mascareignes sur la plaque africaine, bassin d’Owen et golfe d’Oman sur la plaque arabique ou encore le bassin de l’Indus et baie du Bengale sur la plaque indienne (Figure II.2). L’ouverture de ces bassins ne se fait pas de manière synchrone, chacun à une histoire géologique propre qui se rattache à des phases spécifiques d’ouverture de l’océan Indien (Sahabi, 1993).

2.2. Ouverture de l’océan Indien

La dislocation du Gondwana et l’ouverture de l’océan Indien commence vers **180 Ma**, avec la séparation de Madagascar et de l’Afrique (Salman and Abdula, 1995), initiant la mise en place du bassin de Somalie occidentale et du bassin du Mozambique (Sahabi, 1993 ; Figure II.3a et b.). La morphologie de la marge est-africaine témoigne de la dislocation du Gondwana

et des phases de rifting successives ayant suivies. La marge nord-kenyane/sud-somalienne s'initie au cours de ces phases (Salman and Abdula, 1995). L'ouverture de l'océan Indien se fait en suivant une orientation NW-SE par rapport à l'Afrique (Sahabi, 1993 ; Figure II.3a.).

A partir de **170 Ma** (Jurassique moyen), un changement de direction dans l'ouverture de l'océan Indien occidental se produit (Sahabi, 1993 ; Figure II.3b.), passant ainsi d'une direction NW-SE à une direction NNW-SSE, ce qui est visible au travers de l'orientation de la fracture de Davie et de l'escarpement du Mozambique qui se mettent en place à cette époque (Sahabi, 1993 ; Figure II.3b.).

Aux alentours de **130 Ma** (Crétacé inférieur), les continents Afrique et Amérique du sud se séparent, ainsi que l'Inde et le bloc Antarctique-Australie (Sahabi, 1993 ; Figure II.3c.). Le bloc Antarctique-Australie se sépare quelques temps après (Sahabi, 1993 ; Figure II.3c.).

A partir de **119 Ma** (Crétacé inférieur), le bassin de Somalie cesse son extension, tandis que l'Inde continue de dériver vers le sud (Sahabi, 1993 ; Figure II.3d.). Une accélération se produit dans l'ouverture de l'océan entre l'Antarctique et l'Afrique, mais également entre l'Inde et l'Australie (Sahabi, 1993 ; Figure II.3d.).

Vers **90 Ma** (Crétacé supérieur), un bouleversement majeur s'opère dans la réorganisation des plaques tectoniques formant l'océan Indien (Sahabi, 1993 ; Figure II.3e.). Les dorsales qui se forment font un saut dans leur direction et les ouvertures océaniques entre les continents changent de direction (Sahabi, 1993 ; Figure II.3e.). C'est à partir de cette période que Madagascar commence à se séparer de l'Inde (Sahabi, 1993 ; Figure II.3e.).

Des changements de direction dans les ouvertures entre les continents continuent de s'opérer aux alentours de **73 Ma** (Crétacé supérieur; Sahabi, 1993 ; Figure II.3f.), tandis que la ride de Chagos-Laccadive ainsi que le bassin des Mascareignes se mettent en place (Sahabi, 1993 ; Figure II.3f.). L'Inde à partir de cette période commence alors une migration rapide vers le nord, le long de la fracture d'Owen (Sahabi, 1993; Ellouz-Zimmermann et al., 2007). La marge nord-somalienne acquière sa morphologie à la suite de la remonté de l'Inde le long de la fracture d'Owen. Entre la plaque arabo-africaine et la plaque eurasié se forme une zone de convergence majeure au cours du Crétacé supérieur à laquelle s'ensuit une subduction intra-océanique puis continentale et une obduction, sur la marge nord-omanaise (Béchenec et al., 1990, Figure II.3g.).

A partir de **43 Ma** (Eocène moyen), la fermeture de la paléo-Téthys et la collision Inde-Eurasie marquent la dernière réorganisation majeure de l'océan Indien (Sahabi, 1993 ; Figure II.3g.). En effet, des changements de direction sont là encore enregistrés notamment entre l'Afrique et l'Antarctique. Les dorsales actuelles montrent que la direction et le sens des

failles transformantes qui décalent les continents n'ont plus subi de changements majeurs depuis cette période (Sahabi, 1993 ; Figure II.3g. et h.).

A partir de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, un rifting se met en place sur le continent est-africain (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015), qui se propage dans l'océan Indien sur la marge tanzanienne-mozambicaine encore à l'actuel (Franke et al., 2015). La mise en place de ce rifting continental et les surrections associées vont donc augmenter les processus d'érosion continentale et ainsi impacter la sédimentation dans l'océan Indien (Walford et al., 2005; Said et al., 2015).

Dans le nord de l'océan Indien, des reliefs se développent suite à la collision Inde-Eurasie et l'érosion des massifs entraînent la mise en place à l'est de l'Inde du Bengal fan (Alam et al., 2003) et à l'ouest du système turbiditique de l'Indus et du système turbiditique du Makran (Clift et al., 2002; Ellouz-Zimmermann et al., 2007; Bourget et al., 2011).

Les contextes tectoniques de la marge tanzanienne-mozambicaine et de la marge est indienne seront plus détaillés dans les chapitres consacrés à l'étude des systèmes turbiditiques du Rovuma-Rufiji (chapitre 3) et du Gange-Brahmapoutre (chapitre 4).

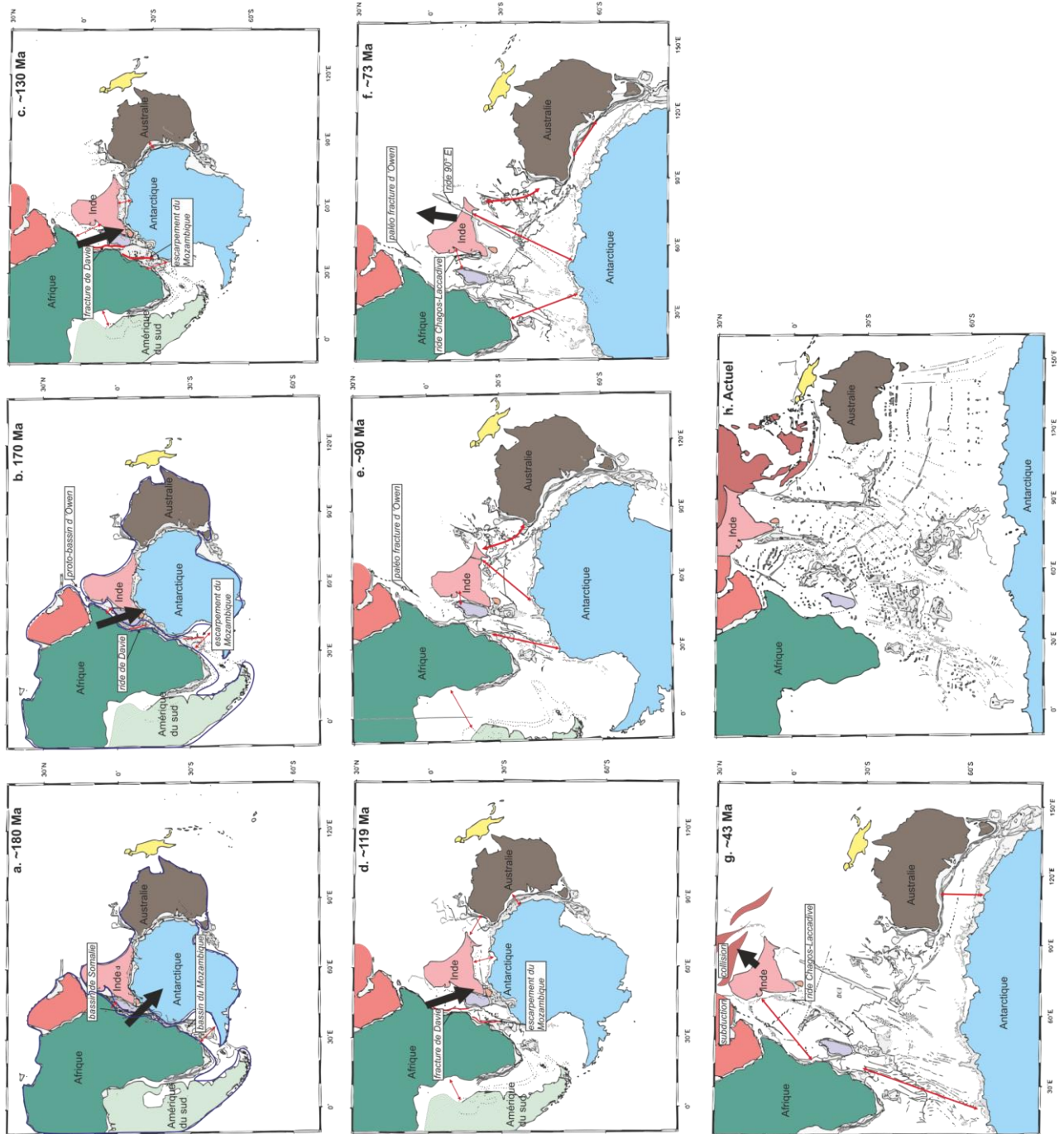


Figure II.3: Reconstitution paléogéographique des grandes phases d'ouverture de l'océan Indien depuis 180 Ma, modifié d'après Sahabi, (1993). Les flèches noires indiquent la direction de migration des continents par rapport à l'Afrique. Les flèches rouges indiquent l'ouverture de l'océan et la direction de l'ouverture. Les marges continentales des façades ouest et nord de l'océan Indien et les systèmes source-to-sink associés.

L'organisation actuelle des marges des façades ouest et nord de l'océan est une conséquence directe des différentes phases d'ouverture de l'océan Indien depuis le Jurassique. Nous allons principalement nous intéresser à la formation des façades de l'océan Indien le long desquelles se développent les grands systèmes source-to-sink, avec à l'ouest de l'océan Indien, l'Afrique de l'est (Figure II.2), sur laquelle se met en place le système turbiditique du Zambèze (Kolla et al., 1980) et le système turbiditique du Rovuma-Rufiji (Bourget et al., 2008) et au nord de l'océan Indien : le Pakistan, l'Inde et le Bengladesh (Figure II.2), sur lesquelles se mettent en place les systèmes turbiditiques de l'Indus (Kolla and Coumes, 1985) et du Gange-Brahmapoutre (Emmel and Curray, 1983).

Les façades nord et ouest de l'océan Indien sont composées en majeure partie de marges passives (Figure II.4 ; Bradley, 2008), exceptées deux portions de marges actives : la birmane (zone de subduction de Sunda) et la marge irano-pakistanaise (zone de subduction du Makran).

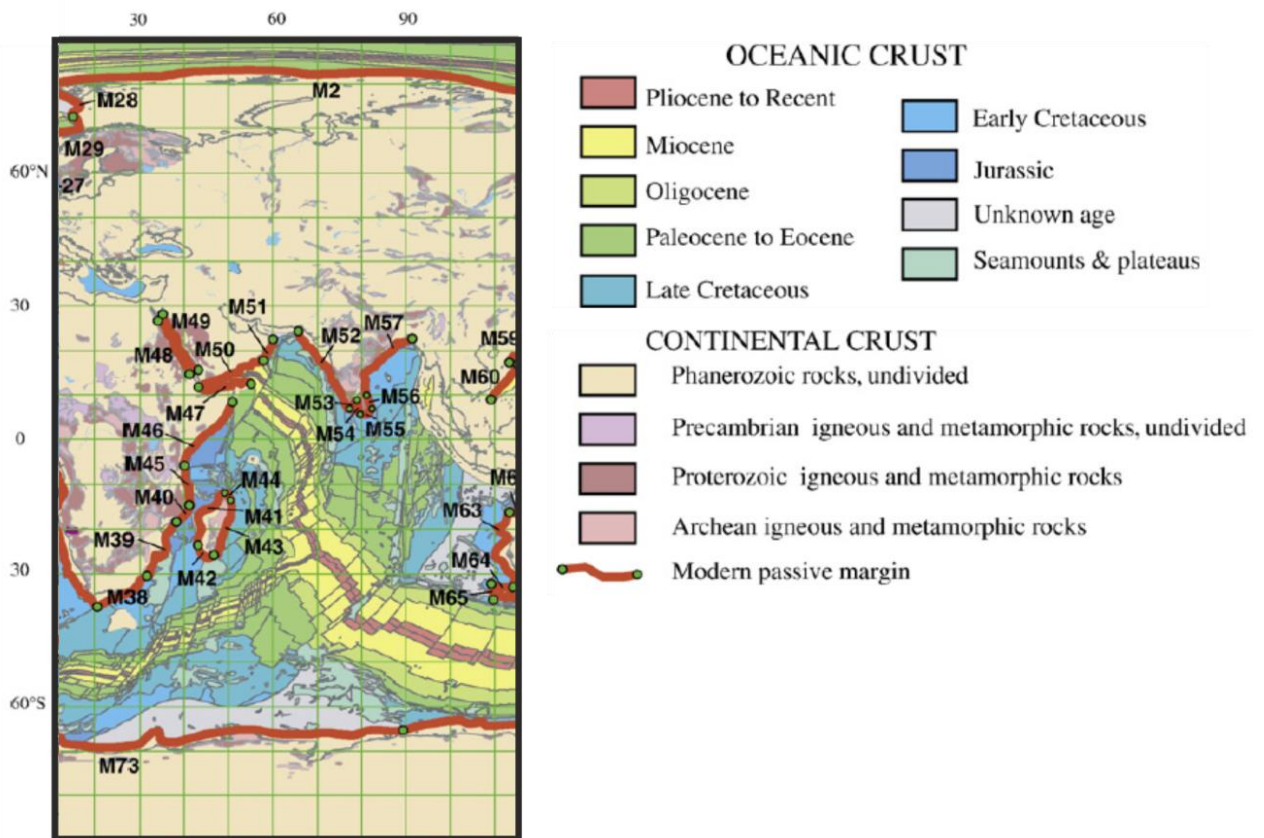


Figure II.4 : Carte de l'océan Indien montrant les marges passives modernes. Carte géologique de la Commission de la Carte Géologique du Monde (2000). Modifié d'après Bradley (2008).

Une marge passive est une marge initiée par un rifting qui est suivi d'une extension des fonds océaniques, de sorte que la plaque formée se compose de deux lithosphères continentales et océaniques. La notion de marge passive intègre également les marges

transformantes évoluant progressivement en marge passive (Scrutton, 1982; Bradley, 2008), comme c'est le cas de la marge est-africaine, transformante au Jurassique, puis passive au cours du Crétacé. Les marges de la façade ouest de l'océan Indien sont plus anciennes que les marges de la façade nord (Tableau II.1).

Tableau II.1 : Liste des portions de marges passives modernes de l'océan Indien, répertoriées par Bradley (2008) avec en jaune les marges où se mettent en place les quatre grands systèmes source-to-sink.

Number	Margin name	Ocean	Oldest age	Youngest age	Mean age	Length
			(Ma)	(Ma)	(Ma)	(km)
M39	Africa, E coast (Mozambique)	Indian	179.6	179.3	179.5	1472
M40	Africa, E coast (Mozambique E of M39)	Indian	174.5	158.5	166.5	546
M41	Madagascar, W coast	Mozambique Channel	169.9	169.5	169.7	1431
M42	Madagascar, SW end	Mozambique Channel			132.9	490
M43	Madagascar, E coast	Indian	103.5	99.1	101.3	1448
M44	Madagascar, NE corner	Indian			134.3	228
M45	Africa, E coast (Dar Es Salaam)	Indian	169.7	156.3	163.0	966
M46	Africa, E coast (Somalia)	Indian	169.8	168.9	169.3	1992
M47	Africa, N coast (Somalia)	Gulf of Aden	29.8	28.5	29.2	1289
M48	Egypt, E coast	Red Sea	5	5	5.0	1591
M49	Arabia, W coast	Red Sea	5	5	5.0	1615
M50	Arabia, S coast (Yemen)	Gulf of Aden	29.4	28.5	29.0	1716
M51	Arabia, E end (33–75 Ma)	Arabian Sea	33	75	54.0	585
M52	India, W coast	Arabian Sea	119.4	98.6	109.0	2295
M53	India, SE tip facing Sri Lanka	Indian, Gulf of Mannar	128.1	122.2	125.2	298
M54	Sri Lanka, W coast facing SE tip of India	Indian, Gulf of Mannar	128.1	120.8	124.5	331
M55	Sri Lanka, S coast	Indian	120.2	119.6	119.9	323
M56	Sri Lanka, NE coast	Indian, Bay of Bengal	127.8	119.8	123.8	341
M57	India, E coast N of Sri Lanka	Indian, Bay of Bengal	128.1	120.4	124.3	1812

La marge passive mozambicaine sur laquelle se met en place le système source du Zambèze (portion M40, Tableau II.1) s'est mise en place la première suite à l'ouverture initiale de l'océan Indien (Bradley, 2008). S'ensuit la mise en place de la marge passive tanzanienne (portion M45) sur laquelle se met en place le système alimentant le chenal de Tanzanie, il y a 163 Ma en moyenne (Bradley, 2008). Les marges indiennes sur lesquelles se développent les systèmes de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, plus récentes, sont datées en moyenne de 109 Ma et 124 Ma respectivement (Bradley, 2008).

La mise en place des grands systèmes source-to-sink et la grande extension de leurs parties distales (systèmes turbiditiques) résultent de la surrection des reliefs sur les différents continents, avec la mise en place de la chaîne himalayenne et la chaîne kirthar sur la façade nord de l'océan Indien (~43 Ma ; Figure II.3g.) et du rifting est-africain (au cours du Cénozoïque ; Figure II.2).

L'évolution structurale de l'océan Indien est donc à l'origine de la mise en place des grands systèmes sédimentaires. L'étude détaillée de la sédimentation au sein d'un système turbiditique est essentielle afin de comprendre l'histoire sédimentaire globale d'un système source-to-sink, depuis son bassin versant jusqu'à sa zone distale marine de sédimentation.

Chapitre 2-Matériel et méthodes

Ce chapitre présente les données disponibles et utilisées sur les deux zones d'études principales de cette thèse : la marge tanzanienne et la baie du Bengale. L'étude des deux chantiers est basée sur plusieurs types de données, issues de différentes missions et de différents programmes de recherche. Cette compilation de données et de techniques implique dans ce chapitre une hiérarchie établie selon le type d'outils, de données et selon la zone d'étude.

I. Données disponibles

Ce travail de recherche, comparant deux grands systèmes turbiditiques de l'océan Indien ne pouvait techniquement pas faire l'objet d'une mission océanographique unique étant donné la superficie à couvrir. Une compilation des jeux de données existants a donc été nécessaire, aussi bien sur la marge tanzanienne que dans la baie du Bengale. Ces données sont issues de missions dont les dates (de 1984 à 2012), les navires océanographiques et les outils utilisés sont très différents. Il en résulte une forte disparité dans la qualité des jeux de données utilisés.

Les méthodes d'observation et d'analyses mises en œuvre sont principalement basées sur des données de bathymétrie multifaisceau, d'imagerie acoustique, de sismique et de carottes sédimentaires (Tableau I.1). Les problématiques de cette thèse ont impliqué une approche multi-proxy à différentes échelles, temporelles et spatiales.

Pour les travaux sur la marge tanzanienne, nous avons utilisé des données composées de profils sismiques confidentiels fournies par TOTAL, de profils sismiques scannés et géoréférencés des campagnes MACAMO (fournies par François Guillocheau, Université de Rennes), des données sondeur multifaisceau et sismique THR issues de missions océanographiques du SHOM. Cette compilation de données nous a permis d'étudier la morphologie et l'architecture interne des différentes parties du système turbiditique de la marge tanzanienne et à plus grande échelle de mieux contraindre l'évolution structurale de ce système et son activité.

Dans le cas du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, des systèmes de chenaux-levées ont pu être observés en détail et leur activité sédimentaire a pu être étudiée à différentes échelles temporelles. Pour cela, la mission MONOPOL a fourni une grande partie des données sédimentaires étudiées dans la zone. Cependant, étant donnée l'importance de la superficie du système turbiditique, aucun levé bathymétrique complet n'existe. Nous avons donc compilé différents jeux de données issues de précédentes missions : données diffusées

par la NOAA, mission MONOPOL et données bibliographiques. Des données confidentielles fournies par TOTAL nous ont également permis de mieux comprendre la morphologie de la marge et des systèmes chenaux-levées.

Tableau I.1 : Tableau récapitulatif des données utilisées, classées par zone d'étude et par outils

Zone d'étude	Sources données	Bathymétrie	Imagerie acoustique	Sismique HR	Sismique THR	Carottages
Système turbiditique du Rovuma-Rufiji	Synthèse marge est-africaine	Compilation MNT/publications	-	-	-	-
	MACAMO MD40 (1984)	-	-	Flûte monotrace	-	-
	MACAMO MD60 (1989)	-	-	Flûte monotrace	-	-
	MOZAPHARE (1996)	-	-	-	-	CALYPSO
	FANINDIEN (2006)	SIMRAD EM 120	SIMRAD EM 120	-	SBP120	Kullenberg
	TANZAVAL (2010)	SIMRAD EM 120	SIMRAD EM 120	-	SBP120	-
	Valorisation de transit (SHOM)	SIMRAD EM 120	SIMRAD EM 120	-	SBP120	-
TOTAL	Interpolation du fond marin	-	Flûte multitrace	-	-	
Système turbiditique du Gange-Brahmapoutre	Synthèse baie du Bengale	Compilation MNT/publications	-	-	-	-
	MONOPOL (2012)	SeaFalcon	SeaFalcon	-	SeaFalcon	CALYPSO/Casq
	TOTAL	-	-	Flûte multitrace	-	-

II. Données multifaisceaux

Les données bathymétriques et d'imagerie acoustique sont obtenues à l'aide de sondeurs multifaisceaux, qui permettent d'avoir de façon précise et rapide des relevés topographiques des reliefs sous-marins ainsi que des images sonar présentant la réflectivité du fond marin. Ils fonctionnent pour la plupart selon la technique des « faisceaux croisés ».

2.1. Exploration de la marge tanzanienne/nord mozambicaine

Les données bathymétriques étudiées au cours de cette thèse sur la marge est-africaine proviennent de plusieurs missions océanographiques et de valorisation de transit réalisée par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) à bord du bâtiment hydrographique et océanographique Beautemps-Beaupré (Tableau I.1). Elles proviennent notamment des missions FANINDIEN (2006), TANZAVAL (2010) et AUTOROUTES (2010). Les levés ont été effectués avec un sondeur multifaisceau grands fonds SIMRAD EM120, Figure II.1. Ce sondeur multifaisceau muni de 191 faisceaux utilise une fréquence de 12 kHz, couramment utilisée pour le sondage des océans profonds et permettant un bon équilibre entre sa portée, sa résolution et sa précision verticale et horizontale. Les données bathymétriques obtenues dans le cadre des missions TANZAVAL et FANINDIEN ont été traitées à bord par le service hydrographique du SHOM et regroupées pour former un seul

modèle numérique de terrain (MNT), dont la résolution est de 150 m. Les conditions de levés dans la zone distale ont été rendues difficiles en raison d'un fond marin relativement plat situé entre 4500 et 4900 m de profondeur et de conditions de mer difficiles avec un levé réalisé en pleine période de mousson. Les données issues de la mission AUTOROUTES ont une résolution de 50 m. La profondeur d'eau étant moindre dans cette région, le relief étant plus marqué et les conditions météorologiques plus clémentes, la qualité du levé s'en ressent, avec une résolution trois fois supérieure à celle des missions TANZAVAL ET FANINDIEN.

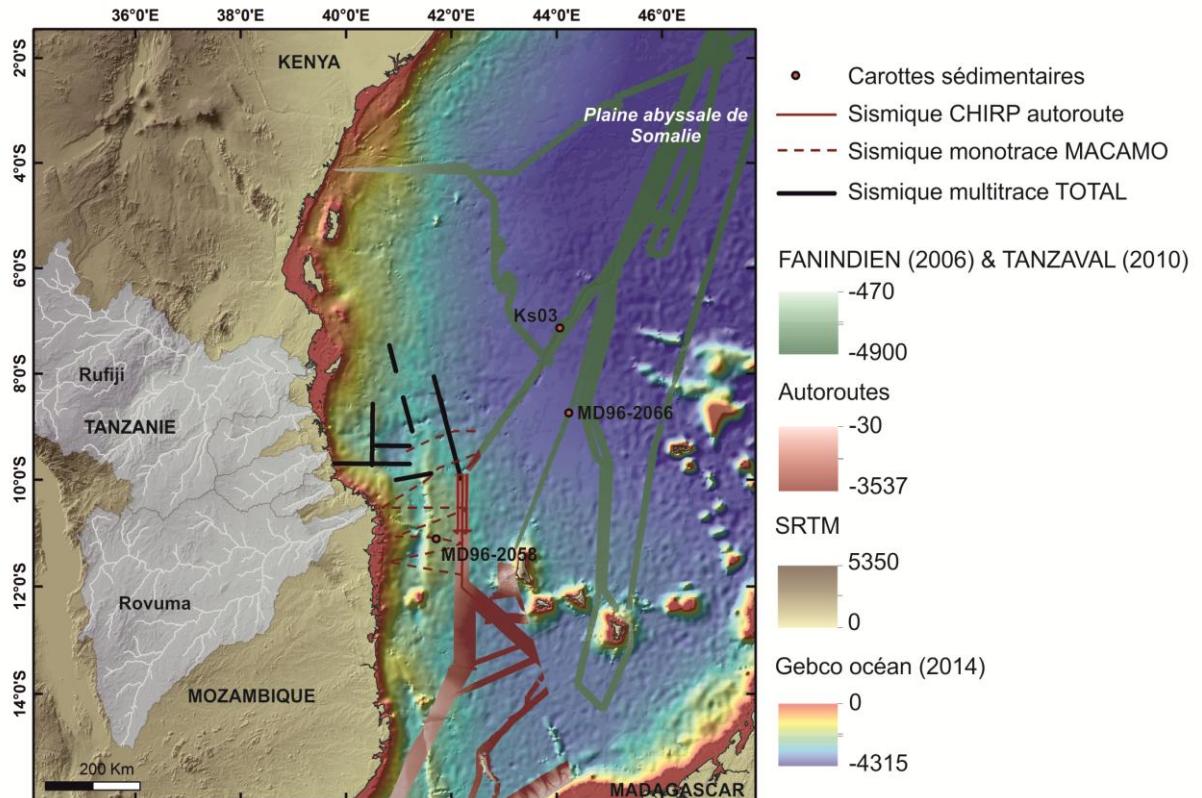


Figure II.1 : Carte de localisation des données disponibles sur la marge est-africaine.

Les données d'imagerie acoustique sont obtenues simultanément aux données bathymétriques grâce à l'énergie renvoyée par les fonds marins par réflexion. L'imagerie acoustique obtenue à l'aide du sondeur EM120 possède deux principales limites : la profondeur d'investigation de l'onde sonore à l'intérieur des sédiments est très mal contrainte et la réflectivité résulte de la somme de l'effet de pente et de la nature du fond (<http://www.shom.fr/les-activites/activites-scientifiques/sedimentologie/imagerie-acoustique/>). Conventionnellement, les variations de réflectivité sont illustrées par des gammes claires pour des réflectivités faibles et des gammes sombres pour de fortes réflectivités. Les données de réflectivité ont été obtenues pendant les missions FANINDIEN 2006 et TANZAVAL 2010 et

traitées avec une résolution de 300 m en raison des conditions difficiles d'acquisition citées précédemment (Tableau I.1).

Les données de réflectivité ont permis de fournir des informations précieuses sur la couverture sédimentaire présente dans la zone distale du système turbiditique.

2.2. Exploration du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

La baie du Bengale présente le plus vaste système turbiditique au monde. Aucun levé bathymétrique n'a pu être réalisé jusqu'à présent sur l'ensemble de ce système. Afin de palier au manque de données et d'avoir un aperçu global des principaux chenaux présents dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (Figure II.2), nous avons compilé l'ensemble des données publiées sur la zone (Curry et al., 2003; Kolla et al., 2012; Schwenk et al., 2003; Thomas et al., 2012; Thu et al., 2001; Weber et al., 2003). Une partie de la position des chenaux a également été interpolée à partir de profils pétroliers (TOTAL E&P), en pointant la présence de ces chenaux sur le fond marin (Figure II.2). Les données bathymétriques fournies par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), ont également permis d'affiner par endroit la position de ces chenaux (Figure II.2). La compilation de l'ensemble de ces données sous ArcGIS a été faite en partie par Kelly Fauquembergue (Fauquembergue, 2014).

Les données bathymétriques utilisées au cours de cette thèse dans la baie du Bengale proviennent de la mission MONOPOL réalisée en 2012 sur le navire océanographique de l'IPEV (Institut Paul Emile Victor) Marion Dufresne II et ont été obtenues grâce au sondeur multibeam SeaFalcon (12 kHz), d'ancienne génération. Ce sondeur ne possède que 5 faisceaux d'émission, ce qui impacte la qualité des données obtenues. De plus, les levés bathymétriques ont été réalisés dans des conditions météorologiques difficiles (mousson indienne) et pendant les périodes de transit : la vitesse du bateau n'a donc pas permis une acquisition optimale du levé. Le MNT obtenu a été traité pendant la mission et possède une résolution de 100 m.

La compilation de l'ensemble des données acoustiques et sismiques présentes dans la baie du Bengale a permis de réaliser une carte du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre détaillée. Les données bathymétriques issues de la mission MONOPOL nous ont permis d'étudier en détail la morphologie de systèmes chenaux-levées dans la partie médiane du système turbiditique.

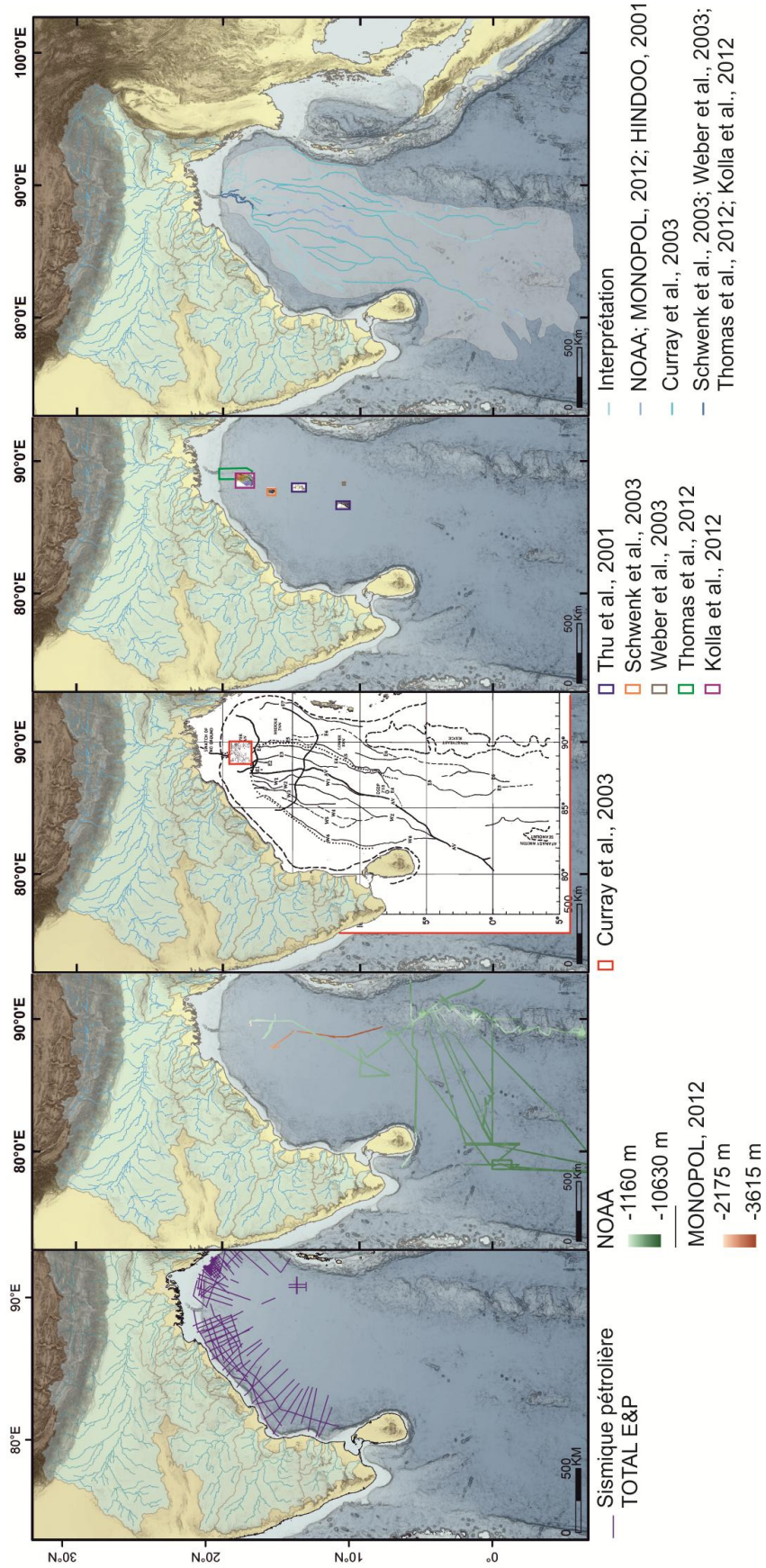


Figure II.2: Compilation des données disponibles dans la baie du Bengale et des interprétations réalisées à l'aide des données TOTAL E&P.

III. Données sismiques

3.1. Sismique HR (haute résolution)

3.1.1. Rapide multitrace

Une collaboration avec TOTAL E&P et notamment François Leparmentier nous a permis d'étudier les lignes sismiques pétrolières présentes sur la marge est-africaine et dans la baie du Bengale dans le cadre du projet Action Marges.

Dans le cas de la marge est-africaine, les profils pétroliers nous ont permis d'établir une carte d'interpolation bathymétrique de la partie proximale de la marge, depuis la côte jusqu'à la ride de Davie, en pointant le fond marin. Ce travail a été réalisé par Laurine San Pedro au cours d'un stage à TOTAL. Les profils pétroliers nous ont également permis de mieux comprendre la morphologie des chenaux et des bassins présents sur la marge (Figure II.1) et de mieux contraindre l'âge des chenaux en corrélant les profils aux données publiées par Danforth et al. (2012).

Dans le cas de la baie du Bengale, les profils pétroliers nous ont permis d'affiner les limites du système turbiditique et de pointer plusieurs systèmes chenaux-levées, afin de constituer une carte plus précise du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (Figure II.2). Elles nous ont également permis de mieux comprendre l'agencement des systèmes chenaux-levées présents et d'étudier la morphologie de la pente continentale dans la baie du Bengale.

3.1.2. Monotrace

Lors des deux campagnes MACAMO (1984 et 1989) réalisées sur la marge est-africaine, deux canons à eau TWG S80 et une flûte AMG 96 hydrophones monotrace de 50 m ont été utilisés. L'intervalle de tir était de 8,5 s et la vitesse de 5 nœuds. Les profils montrent une pénétration du signal de l'ordre de 5 s TWT. Ces données ont été largement étudiées dans le but de caractériser les principales structures tectoniques visibles sur la marge est-africaine (Mougenot et al., 1986, 1989; Raillard and Mougenot, 1990; Mougenot et al., 1991). La sismique issue des campagnes MACAMO nous a été fournie par François Guillocheau (Université de Géosciences, Rennes). Une fois le plan de position des profils sismiques géoréférencé sous ArcGIS, il nous a été possible de replacer et d'identifier les profils utiles à l'étude de la marge tanzanienne. Ainsi, ces données nous ont permis d'observer l'évolution morphologique de la marge entre 9°S et 12°S (Figure II.1).

3.2. Sismique THR (très haute résolution)

3.2.1. Le sondeur Chirp

Le Beautemps-Beaupré, sur lequel ont été réalisées les missions FANINDIEN 2006, TANZAVALE 2010 et AUTOROUTES 2010 sur la marge est-africaine, est équipé d'un sondeur de sédiment CHIRP SBP 120. Ce sondeur monofaisceau à incidence verticale dispose d'une fréquence d'acquisition modulable entre 2.5 et 7 kHz, offrant une résolution verticale maximale d'environ 20 cm. Il permet de caractériser les propriétés acoustiques des sédiments superficiels. La pénétration dans le sédiment est relativement variable selon la nature des sédiments, allant de quelques mètres dans les sédiments grossiers à plus de 100 m dans les sédiments fins.

Les données acquises ont subi un traitement automatisé à l'aide d'une routine MatLab développée par Anne Pacault (Ifremer), Vincent Marieu, Hervé Gillet et Sébastien Zaragosi (EPOC).

Ces données nous ont permis de caractériser la sédimentation dans et à proximité du système turbiditique du Rovuma-Rufiji. Les données sont alors interprétées et classifiées en termes d'écho-faciès et d'écho-types, définis selon la méthodologie proposée par Loncke et al., (2008). Cinq écho-types ont donc été établis pour les données présentes dans la zone distale du système turbiditique du Rovuma-Rufiji et seront présentés dans le chapitre 3.

3.2.2. Le sondeur de sédiments 3.5kHz

Lors de la mission MONOPOL (2012) réalisée dans la baie du Bengale, le navire océanographique Marion Dufresne II était encore équipé d'un sondeur de sédiments 3.5 kHz d'ancienne génération (monofaisceau, incidence verticale). La pénétration dans le sédiment varie fortement en fonction de la nature du sédiment (0-100 m environ) et la résolution verticale est d'environ 75 cm. Comme dans le cas des données acoustiques, les données de sondeur de sédiment ont été obtenues pendant des transits, en pleine période de mousson indienne avec des conditions climatiques parfois difficiles, ce qui justifie une qualité du levé moins bonne que sur la marge est-africaine. Les profils ont été traités en utilisant le logiciel SbpToSegy et la navigation a été traitée sous Matlab. Les profils sont ensuite importés sous Kingdom, logiciel d'interprétation sismique.

Les données obtenues nous ont permis de visualiser la morphologie des systèmes chenaux-levées notamment présents dans la partie médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (Figure III.1).

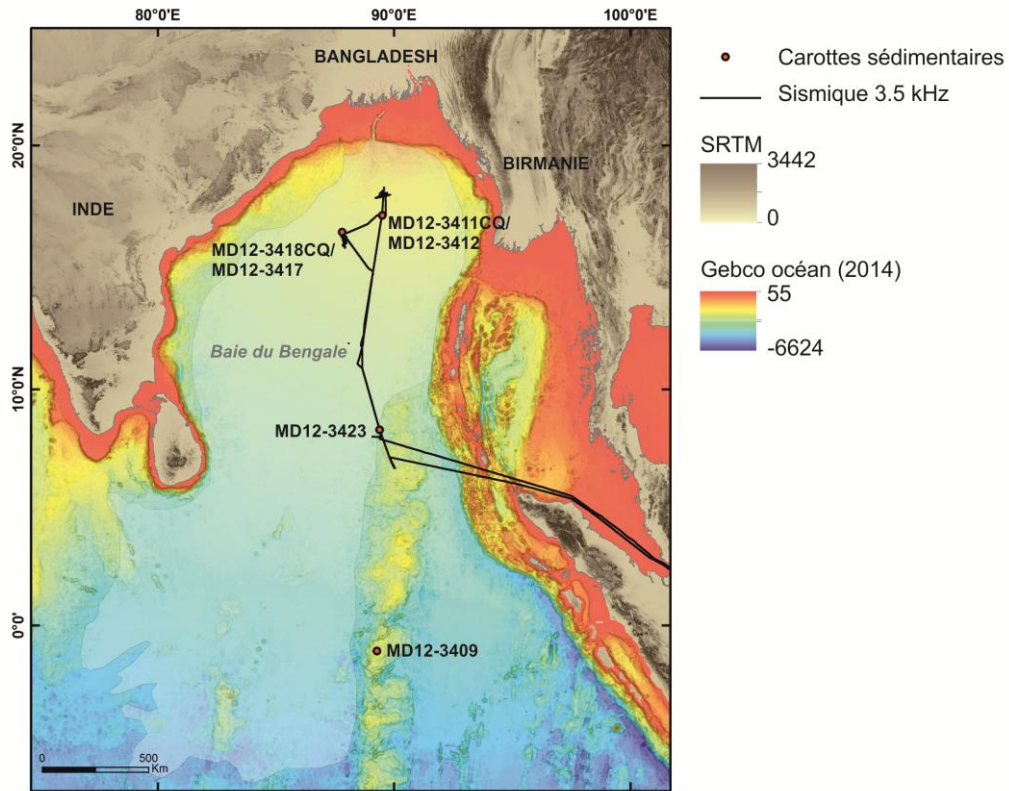


Figure III.1: Carte de localisation des données issues de la mission MONOPOL (2012).

IV. Données sédimentologiques

4.1. Données disponibles

4.1.1. Dans le système turbiditique du Rovuma-Rufiji

Les carottes sédimentaires prélevées sur la marge tanzanienne ayant déjà été décrites et étudiées par le passé, elles ont servi de référence dans le cadre de ce travail, à la fois stratigraphique et sédimentologique (Tableau IV.1). Elles ont notamment permis de dater certains niveaux visibles en sismique et ont ainsi principalement servi de calage stratigraphique dans la zone.

Tableau IV.1: Récapitulatif des carottes sédimentaires utilisées sur la marge est-tanzanienne

Mission océanographique	Nom carotte	Type carotte	Latitude	Longitude	Profondeur d'eau (m)	Longueur prélèvement (m)	Utilisation
MOZAPHARE (1996)	MD96-2066	Calypso	-8,74603	44,22845	3986	41,67	Calage stratigraphique
MOZAPHARE (1996)	MD96-2058	Calypso	-11,1137	41,710883	1973	31,54	Calage stratigraphique
FANINDIEN (2006)	KS03	Kullenberg	-7,1383	44,05942	4236	0,53	Nature et âge des dépôts turbiditiques

4.1.2. Dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

Les carottes sédimentaires étudiées dans le cadre de cette thèse dans la baie du Bengale proviennent toutes de la mission océanographique MONOPOL 2012 (Tableau IV.2). Ces carottes ont été prélevées dans la partie médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (MD12-3411/MD12-3412, MD12-3418/MD12-3417), dans la partie distale du système turbiditique (MD12-3423) et une carotte en dehors du système, sur la ride 90°E (MD12-3409 ; Figure III.1).

Tableau IV.2: Récapitulatif des carottes sédimentaires étudiées dans la baie du Bengale

Mission océanographique	Nom carotte	Type carotte	Latitude	Longitude	Profondeur d'eau (m)	Longueur prélèvement (m)
MONOPOL (2012)	MD12-3411-CQ	Casq	17,1823	89,4820	2354	9,2
MONOPOL (2012)	MD12-3412	Calypso	17,1823	89,4985	2367	32,23
MONOPOL (2012)	MD12-3418-CQ	Casq	16,5045	87,7987	2557	8,52
MONOPOL (2012)	MD12-3417	Calypso	16,5005	87,7970	2556	39,77
MONOPOL (2012)	MD12-3423	Calypso	8,2940	89,3823	3530	31,7
MONOPOL (2012)	MD12-3409	Calypso	-1,1012	89,2687	2429	23,7

4.2. Correction des cotes composites sur les carottes de la baie du Bengale

Les carottes prélevées par le carottier à piston Calypso subissent un effet de pistonage qui sur-échantillonne leur partie supérieure (Skinner and McCave, 2003). Cet effet de pistonage est dû au rappel élastique du câble lors du déclenchement, qui entraîne la remontée du piston. La partie supérieure de la colonne sédimentaire va ainsi par effet de succion être déformée (Bourillet et al., 2007). La bathymétrie du site de carottage va avoir un impact sur le taux de déformation de la carotte : en effet, le taux de déformation est directement lié à la durée et à la violence du rappel élastique, qui est lui-même proportionnel à la longueur de câble utilisé (Bourillet et al., 2007). Ainsi, les carottes prélevées à plus de 2000 m de profondeur d'eau pendant la mission MONOPOL 2012 ont subi cet effet de pistonage sur la partie supérieure des carottes. Cette déformation du sédiment pose de réels problèmes pour les interprétations sédimentologiques, en particulier pour le calcul des taux de sédimentation, des flux sédimentaires ou encore dans la corrélation avec les données de sismiques très haute résolution. Le logiciel CINEMA (Ifremer) qui permet la simulation de la cinématique du carottage a été utilisé à bord pendant la mission afin de tenter de limiter ces effets de pistonage.

Afin de corriger plus précisément ces effets, des carottes « Casq » (Calypso Square) sont prélevées par gravité à proximité de la carotte Calypso. En corrélant les données et les proxies

mesurés dans les carottes, il est ainsi possible de corriger les cotes des carottes Calypso. On obtient alors ce qu'on appelle des cotes composites.

La carotte MD12-3412 a ainsi pu être corrélée à la carotte Casq MD12-3411. C'est grâce au travail de Catherine Kissel (LSCE) et sa corrélation de la susceptibilité magnétique que des cotes composites ont pu être proposées pour cette carotte (Figure IV.1). Dans le cas de ce couple de carottes, toutes les analyses ont été effectuées sur la carotte MD12-3412. La carotte Casq MD12-3411 a été utilisée uniquement pour les corrections de côtes.

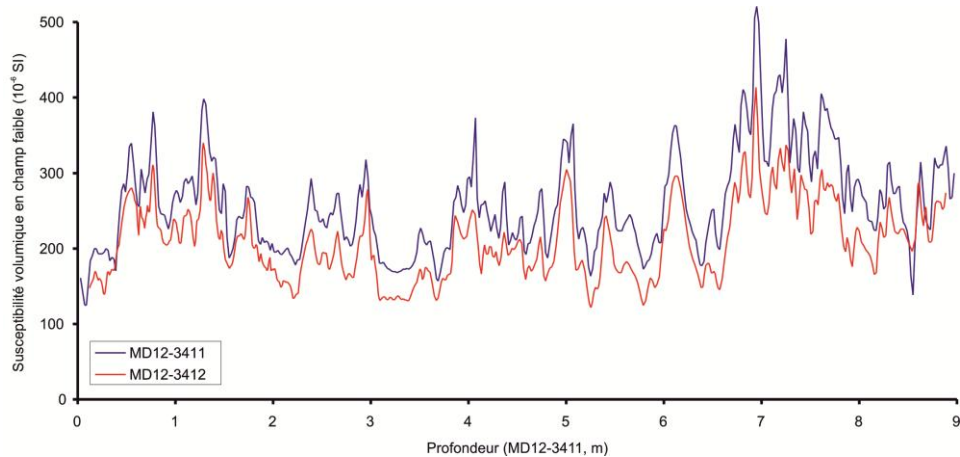


Figure IV.1: Calage de la carotte Calypso MD12-3412 par rapport à la carotte Casq MD12-3411 en utilisant la susceptibilité volumique en champ faible.

La carotte MD12-3417 a été corrélée à la carotte Casq MD12-3418 en utilisant les données XRF et plus précisément le rapport Ti/Ca (Figure IV.2). Disposant des deux carottes au laboratoire EPOC, nous avons donc réalisé une carotte composite utilisant l'ensemble de la carotte Casq MD12-3418 représentant ainsi les premiers 790 cm de la carotte composite, puis nous l'avons combiné avec la carotte MD12-3417 (Figure IV.3). Cette carotte composite sera nommée MD17 tout au long de cette étude.

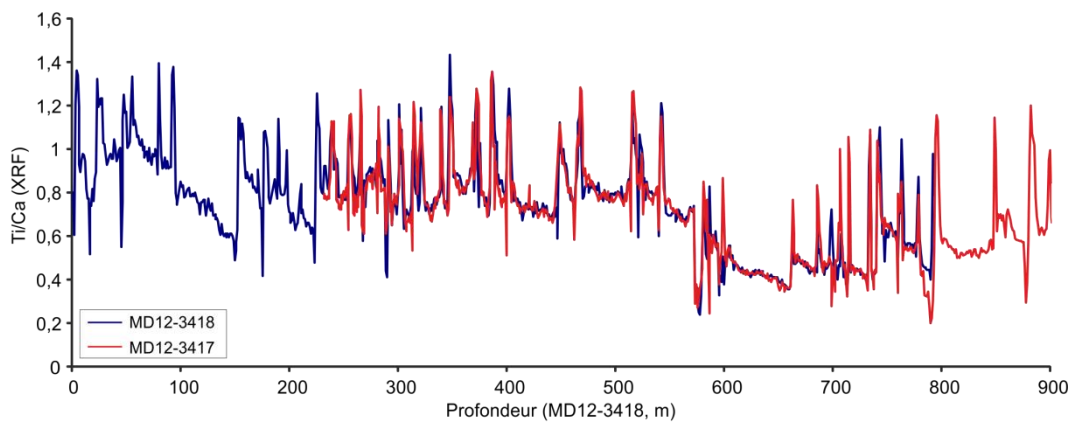


Figure IV.2: Calage de la carotte Calypso MD12-3417 par rapport à la carotte Casq MD12-3418 en utilisant le rapport XRF Ti/Ca.

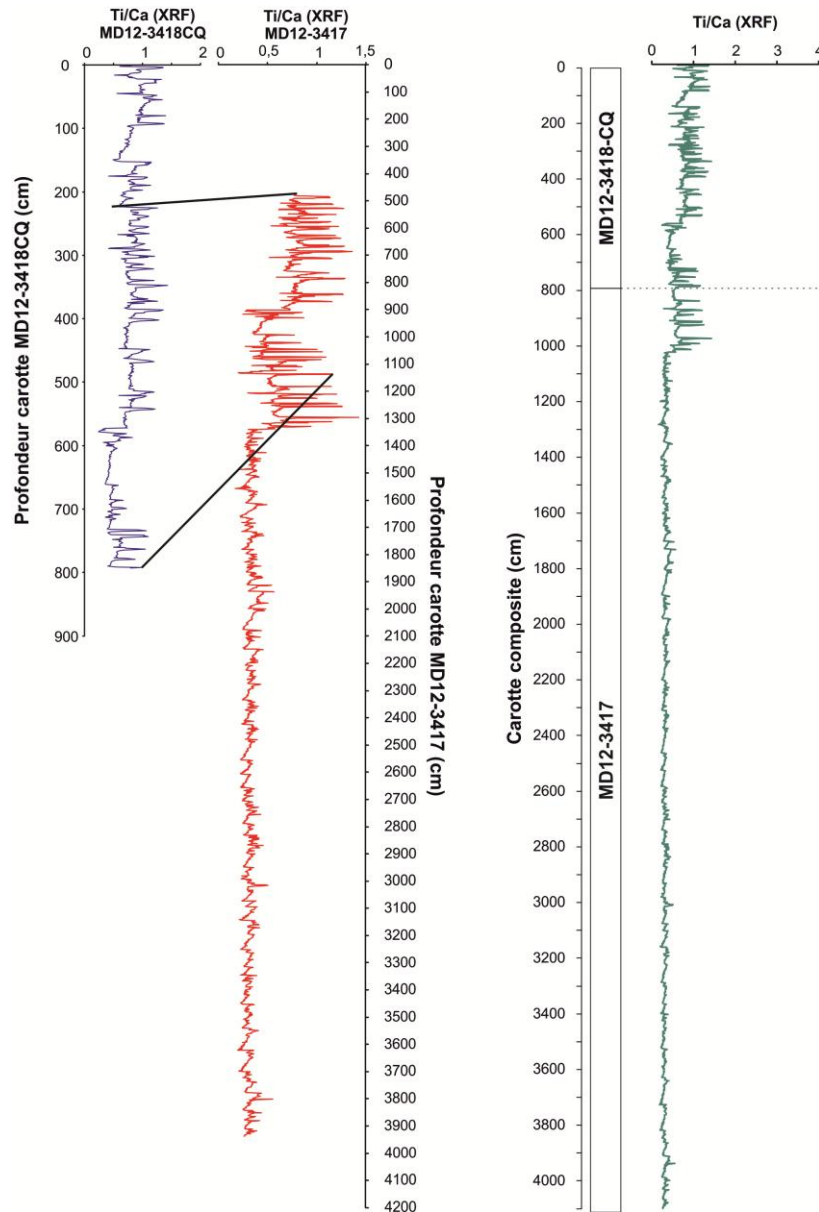


Figure IV.3: Corrélation des carottes MD12-3418CQ et MD12-3417 et représentation de la carotte composite obtenue en utilisant le rapport XRF Ti/Ca.

Toutes les cotes évoquées dans cette thèse pour ces deux couples de carottes seront donc en cotes composites recalculées.

4.3. Mesures non destructives

4.3.1. Paramètres physiques (banc geotek)

Le banc geotek MSCL (Multi-Senso Core Logger) présent à bord du Marion Dufresne II pendant la mission MONOPOL a permis d'effectuer les mesures des paramètres physiques du sédiment tels que la colorimétrie et la susceptibilité magnétique. Ces mesures ont été réalisées avec un pas régulier de 2 cm pour les carottes prélevées dans la baie du Bengale.

La colorimétrie est exprimée dans l'espace colorimétrique Lab et établie par la CIE (Commission International de l'Eclairage) en 1976. Le paramètre L* représente la luminosité du sédiment, le paramètre a* met en évidence les variations de couleur selon un axe rouge-vert, tandis que le paramètre b* met en évidence les variations de couleur selon un axe jaune-bleu. Le paramètre a* nous a permis de mettre en évidence les changements de faciès sédimentaire dans les carottes MD12-3417 et MD12-3423.

La susceptibilité magnétique est réalisée à partir d'un capteur de type Bartington. Les mesures de susceptibilité magnétique traduisent la capacité du sédiment à acquérir une aimantation induite sous l'effet d'un champ magnétique. Les données de susceptibilité magnétique ont permis de tracer les changements de faciès sédimentaire comme dans la carotte MD12-3417 et d'établir les cotes composites décrites précédemment dans le couple de carottes MD12-3411/MD12-3412.

Des mesures magnétiques complémentaires ont été réalisées dans le cadre de l'ANR MONOPOL. Catherine Kissel (LSCE) a travaillé sur les carottes MD12-3411 et MD12-3412, tandis qu'Eva Moreno (MNHN) a travaillé sur la carotte MD12-3417. Ces données ont été combinées à l'étude de la sédimentation turbiditique dans les carottes.

4.3.2. Radiographie X, Scopix

La radiographie X a été réalisée en utilisant le système d'imagerie rX Scopix de la plateforme PAACS du laboratoire EPOC. L'acquisition se fait sur des plaquettes de sédiment (1 cm d'épaisseur), prélevées dans les demi-sections des carottes dans des supports en aluminium. Cette méthode permet d'optimiser la résolution et d'homogénéiser la réponse aux rayons X sur l'ensemble de la carotte. Cet outil, qui permet de visualiser les structures et l'organisation des sédiments, a été utilisé sur les carottes provenant de la mission MONOPOL (2012).

4.3.3. Géochimie élémentaire XRF

Des analyses semi-quantitatives géochimiques des éléments majeurs et mineurs présents dans le sédiment des carottes ont été réalisées à l'aide de la spectrométrie par fluorescence X, notamment dans les carottes prélevées dans la baie du Bengale (Tableau IV.2). L'appareil utilisé est l'Avaatech XRF Core Scanner de la plateforme PAACS du laboratoire EPOC. Une résolution de 1 cm a été utilisée afin d'avoir une mesure continue sur l'ensemble des carottes. Afin de minimiser l'influence de la porosité dans le sédiment et le contenu en eau, nous avons choisi d'utiliser les rapports d'éléments suivants :

- le rapport Zr/Rb, indicateur des variations granulométriques dans le sédiment (Dypvik and Harris, 2001), permettant d'identifier les bases des séquences turbiditiques (Croudace et al., 2006).
- le rapport Ti/Ca, utilisé couramment afin de comparer la fraction silicoclastique (Ti) par rapport à la fraction biogénique (Ca) et de montrer la contribution terrigène dans la sédimentation profonde (St-Onge et al., 2007).
- et enfin le rapport Si/Al, décrit lui aussi par Wien et al., (2006) comme un indicateur des apports détritiques.

4.4. Mesures destructives

4.4.1. Granulométrie très haute résolution

Les mesures de taille de grains ont été réalisées par granulométrie à diffraction laser. Deux granulomètres Malvern ont été utilisés au cours de ce travail :

- le premier granulomètre (MASTERSIZER S) a mesuré des particules dont la taille était comprise entre 0,05 et 878,67 μm ,
- et le deuxième granulomètre (MASTERSIZER 2000G) a mesuré la taille des particules comprises entre 0,02 et 2000 μm .

L'échantillonnage a été effectué à très haute résolution (millimétrique à décimétrique) dans le but d'étudier en détail les séquences de dépôts mises en évidence par différents outils (radioscopie rX, données XRF, Tableau IV.3).

Tableau IV.3:Récapitulatif du nombre d'échantillonnages granulométriques réalisés par carotte ainsi que le granulomètre Malvern utilisé

Nom carotte	Malvern utilisé	Nb échantillons granulométrie	Analyses réalisées par
MD12-3412	MASTERSIZER S	1887	Kelly Fauquembergue
Composite MD12-3418CQ/MD12-3417	MASTERSIZER S	1904	Kelly Fauquembergue et Léa Fournier
MD12-3423	MASTERSIZER 2000G	729	Léa Fournier

Les paramètres granulométriques sont présentés sous la forme de cartographie de la granularité (Figure IV.4). Ce mode de représentation a été réalisé grâce à une routine Matlab (mise au point par Vincent Marieu et Sébastien Zaragosi, Université de Bordeaux) et permet de montrer quantitativement chaque classe granulométrique mesurée pour un échantillon. La

proportion de grains de chaque classe granulométrique est rapportée à la quantité totale de grains en pourcentages (variation de couleur dans la cartographie). L'axe des abscisses représente la taille des grains (μm) tandis que l'axe des ordonnées représente la profondeur de l'échantillon étudié dans la carotte (Figure IV.4). La cartographie granulométrique nous permet de visualiser précisément la granularité de chaque carotte. L'échelle de couleur permet d'illustrer un bon ou un mauvais classement des grains, ainsi que l'évolution distincte des modes, ce que ne permet pas l'étude des déciles. Les autres paramètres granulométriques présentés dans cette étude sont la médiane, qui permet de montrer une tendance générale dans une carotte ou dans un dépôt sédimentaire, le pourcentage d'argiles, calculé à l'aide de la macro excel GRADISTAT (Blott and Pye, 2001).

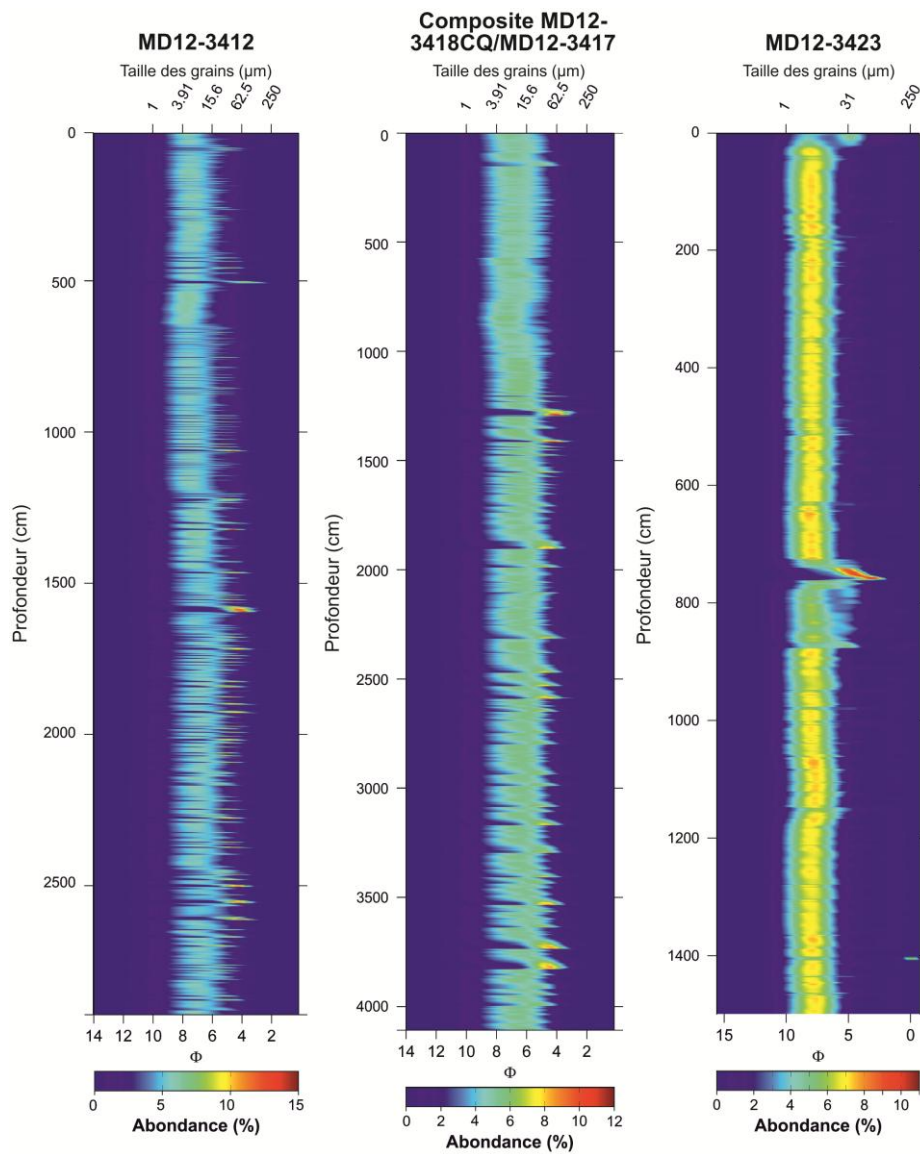


Figure IV.4: Granulométrie très haute résolution obtenue sur les carottes sédimentaires.

4.4.2. Lames minces

Des lames minces, réalisées dans les carottes sédimentaires ont permis d'observer les sédiments à l'échelle du grain et de la fabrique sédimentaire. Les observations et prises de vues ont été réalisées avec une station de microscopie numérique Leica DM6000 (Figure IV.5). Les lames minces de sédiments sont obtenues suite à une technique spécifique d'induration mise au point au laboratoire EPOC et décrite par Zaragosi et al. (2006). Les sédiments sont préalablement lyophilisés par un échange eau-acétone puis indurés à l'aide d'une résine polymère.

Dans cette étude, les lames minces ont été réalisées dans les carottes prélevées dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, permettant ainsi d'analyser la composition et la structure des dépôts turbiditiques.

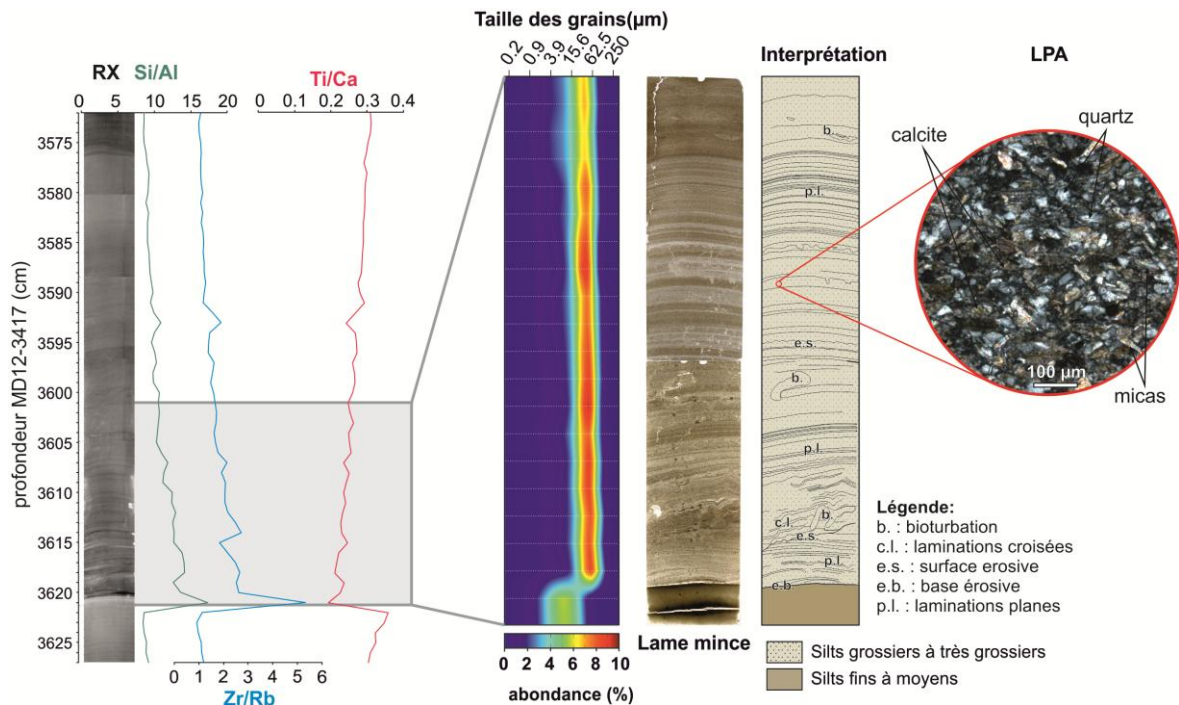


Figure IV.5: Exemple d'un dépôt turbiditique et de sa signature dans différents proxys.

4.4.3. Teneur en carbonate

Afin d'estimer le taux de CaCO_3 dans les carottes, des mesures de la teneur en carbonate ont été réalisées avec un calcimètre de Bernard. Les échantillons sur lesquels la calcimétrie est réalisée sont choisis précautionneusement en fonction des mesures XRF du calcium et se répartissent équitablement entre la valeur la plus faible et la valeur la plus élevée de Ca. Les calcimétries ont ainsi permis de définir une droite de calibration permettant de convertir les concentrations relatives en Ca obtenues au XRF en taux de CaCO_3 (Figure IV.6). Dans le cas de la carotte MD12-3417, les mesures de calcimétrie ont été réalisées par Eva Moreno au

Museum National d'Histoire Naturelle, en réalisant un échantillonnage continu avec un pas de 20 cm jusqu'à 22,27 m. Ces taux de CaCO_3 sont ensuite utilisés dans les calculs de flux sédimentaires pour chacune des carottes.

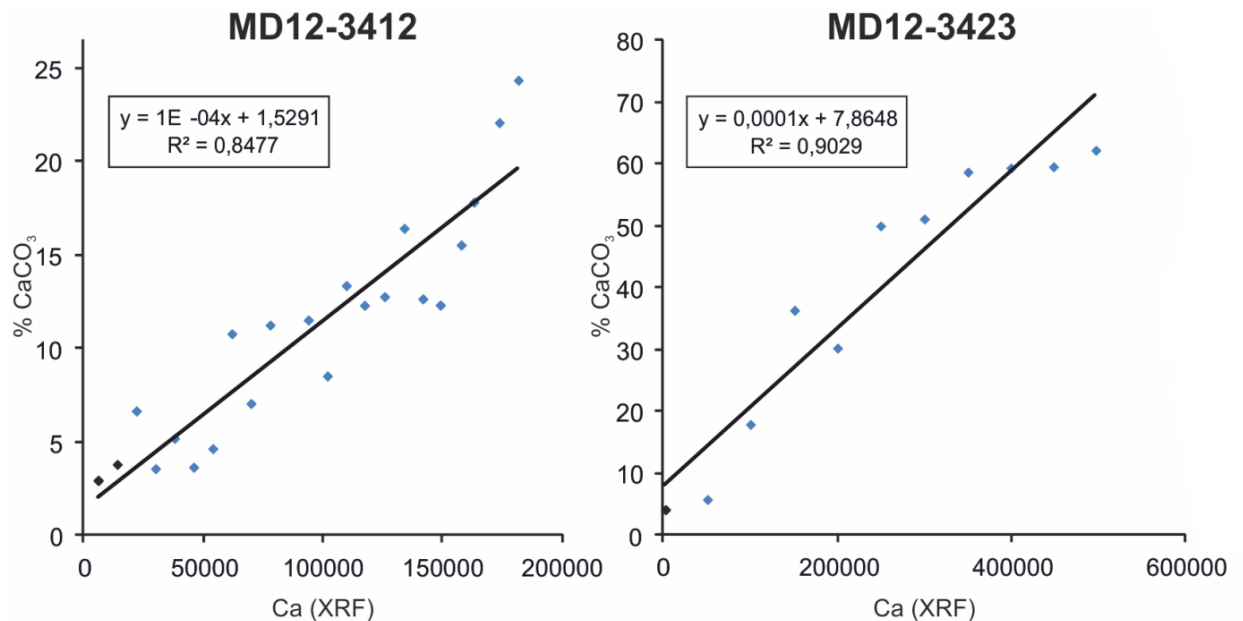


Figure IV.6: Droite de calibration Ca (XRF) en fonction du % de CaCO_3 obtenue pour chacune des carottes analysées.

4.5. Méthodes de datation

4.5.1. Dans le système turbiditique du Rovuma-Rufiji

Les carottes sédimentaires utilisées sur la marge est africaine ont été précédemment étudiées et nous servent de calage stratigraphique dans la zone. Elles proviennent notamment de la mission MOZAPHARE (1996, LANCELOT Yves (1996) MOZAPHARE-MD104 croise, RV Marion Dufresne, <http://dx.doi.org/10.17600/96200060>) et ont été datées par biostratigraphie des nanofossiles calcaires (coccolithes) par Luc Beaufort (CEREGE). Nous avons également utilisé la carotte KS03, décrite précédemment par Bourget et al. (2008) et datée par ses soins à l'aide d'une date radiocarbone.

4.5.2. Dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

Les datations sur les carottes étudiées dans la baie du Bengale ont été effectuées en utilisant des datations radiocarbone, des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ mais aussi par identification d'un tephra visible dans les carottes MD12-3412 et MD12-3423.

4.5.2.1. Datations radiocarbones

Les analyses ont été réalisées au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 à Saclay, grâce à un accélérateur de particules AMS (Artemis Accelerator Mass Spectrometry). Les dates ont ensuite été calibrées en utilisant la courbe de calibration MARINE13 (Reimer et al., 2013) et en utilisant un âge réservoir de 400 ans, communément utilisé dans la baie du Bengale (Dutta et al., 2001 ; Southon et al., 2012).

Dans la carotte composite MD12-3417, 14 dates radiocarbones ont été obtenues sur un mélange de foraminifères planctoniques, prélevés dans des niveaux hémipélagiques mesurant 1 cm d'épaisseur, excepté pour le sommet où 5 cm d'épaisseur de sédiment ont été utilisés en raison de la rareté des foraminifères présents dans le sédiment. Deux dates radiocarbones ont également été faites sur des échantillons de bois, prélevés dans des dépôts turbiditiques (Tableau IV.4).

Tableau IV.4: Conversion des âges radiocarbones en âges calibrés BP, utilisés pour le couple de carottes MD12-3418CQ/MD12-3417

Carotte	Nature	Profondeur (cm)	Cote composite (cm)	Age 14C (yr BP)	Erreur (yr BP)	Age calibré BP (yr)	Erreur (yr cal BP)
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	0	0	Modern		-55	1,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	205	205	1600	30	1159,5	86,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	423	423	2990	30	2771,5	62,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	628	628	3945	30	3942,5	104,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	830	830	6705	35	7233	77
MD12-3417	Mixte planctoniques	707	399,2	3290	30	3119,5	105,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	779	460,6	3390	30	3255,5	90,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	992	662	5335	30	5703,5	109,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	1074	733	5955	30	6362	75
MD12-3417	Mixte planctoniques	1385	1089,3	8580	40	9233	138
MD12-3417	Résidu ligneux	1523	1252,7	8100	45	9056	162
MD12-3417	Résidu ligneux	1582	1322,5	8785	45	9771,5	338,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	2015	1835,3	8825	35	9479,5	55,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	2186	2037,2	8870	35	9524	76
MD12-3417	Mixte planctoniques	2726	2677,2	9030	35	9713,5	147,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	3777	3921,2	9105	35	9845	170

Dans le couple de carotte MD12-3411CQ et MD12-3412, les 13 dates ont été obtenues sur un mélange de *Globigerinoides ruber* et *sacculifer*, prélevés dans des échantillons d'un centimètre d'épaisseur (Tableau IV.5).

Tableau IV.5: Conversion des âges radiocarbones en âges calibrés BP, utilisés pour le couple de carottes MD12-3411CQ/MD12-3412

Carotte	Nature	Profondeur (cm)	Cote composite (cm)	Age ^{14}C (yr BP)	Erreur (yr BP)	Age calibré BP (yr)	Erreur (yr cal BP)
MD12-3411 CQ	<i>G.ruber, sacculifer</i>	0	0	705	30	353,5	71,5
MD12-3411 CQ	<i>G.ruber, sacculifer</i>	60	60	13995	50	16390	205
MD12-3411 CQ	<i>G.ruber, sacculifer</i>	120	120	19270	70	22724	223
MD12-3411 CQ	<i>G.ruber, sacculifer</i>	210	210	28850	200	32350,5	673,5
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	0	10,85	2180	30	1776	85
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	30	25,77	9805	40	10738	150
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	60	41,47	12345	40	13823,5	137,5
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	90	62,94	14230	50	16729,5	237,5
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	120	78,36	14175	45	16651	241
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	160	101,40	16550	70	19467	219
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	200	124,29	19330	70	22778	233
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	280	169,67	24700	130	28327,5	248,5
MD12-3412	<i>G.ruber, sacculifer</i>	350	205,41	27980	220	31420,5	366,5

Dans le cas de la carotte MD12-3423, 6 dates radiocarbones ont été obtenues sur des mélanges de foraminifères planctoniques, présents dans des échantillons de 1 cm d'épaisseur (Tableau IV.6).

Tableau IV.6 : Conversion des âges radiocarbones en âges calibrés BP, utilisés pour la carotte MD12-3423

Carotte	Nature	Profondeur (cm)	Age ^{14}C (yr BP)	Erreur (yr BP)	Age calibré BP (yr)	Erreur (yr cal BP)
MD12-3423	Mixte planctoniques	1	7925	30	8385	66,5
MD12-3423	Mixte planctoniques	10	9720	40	10623	111
MD12-3423	Mixte planctoniques	60	13985	45	16373	194,5
MD12-3423	Mixte planctoniques	201	19370	90	22819	273
MD12-3423	Mixte planctoniques	290	27070	150	30876	226,5
MD12-3423	Mixte planctoniques	421	37860	490	41876	690,5

4.5.2.2. Analyses isotopiques

Des analyses isotopiques ont été effectuées sur les carottes MD12-3418CQ, MD12-3412 et MD12-3423 au LSCE, à l'aide d'un spectromètre de masse (IRMS). Ces mesures ont été réalisées sur le foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* avec un pas d'échantillonnage relativement variable, en fonction du nombre de *G. ruber* présents dans le sédiment. Le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques dépend à la fois de la température de la surface de la mer, des changements locaux du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer (variation de salinité) et

des variations globales du $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan entre les périodes glaciaires et interglaciaires, associées aux variations du volume des glaces.

Des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont également été réalisées sur des foraminifères benthiques (*Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides kullenbergi*), afin d'affiner le modèle d'âge sur certaines parties de la carotte MD12-3412. On considère pour ce type de foraminifères que l'influence des variations de températures et des changements locaux est faible et que le signal $\delta^{18}\text{O}$ benthique atteste principalement des variations du volume de glace continentale.

4.5.2.3. Identification d'un niveau de tephra

Des verres volcaniques ont été identifiés dans un dépôt situé à 5 m dans les carottes MD12-3412 et MD12-3423. Ils ont été collectés dans la carotte MD12-3412 et 14 échantillons du dépôt ont pu être analysés à l'université de Clermont-Ferrand (Laboratoire Magma et Volcans). La géochimie des oxydes majeurs des verres présents dans la carotte a été comparée avec les données de Matthews et al. (2012) montrant la signature géochimique en oxydes majeurs de l'éruption « YTT » du Toba (Youngest Toba Tuff) à proximité et dans les zones plus distales (Tableau IV.7). Ce niveau de cendres a ainsi été identifié comme l'éruption récente du Toba datée de 73880 ans (+/- 0,32 ka) par Storey et al. (2012) et sert ainsi de calage stratigraphique pour la carotte MD12-3412.

Tableau IV.7: Comparaison des données géochimiques du YTT (en %) obtenues par Matthews et al., (2012) et les échantillons de la carotte MD12-3412

	MD12-3412	Matthews et al., 2012
	n=14	n=274
SiO₂	74,69	76,80-77,44
TiO₂	0,07	0,05-0,08
Al₂O₃	12,22	12,40-12,70
FeO	0,88	0,77-0,97
MnO	0,06	0,06-0,08
MgO	0,06	0,04-0,07
CaO	0,78	0,69-0,89
Na₂O	3,04	2,98-3,38
K₂O	5,04	4,98-5,17
Epaisseur du dépôt (cm)	8	2-15

4.5.3. Construction des modèles d'âge

Les modèles d'âge ont été construits en utilisant le logiciel R et le programme Clam (version 2.2 ; Blaauw, 2010) avec une interpolation linéaire à 1 cm de résolution.

Dans le cas de la carotte composite MD12-3417, les dates radiocarbone ont permis à elles seules de dater l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire. Dans le cas de la carotte MD12-3412, nous avons combiné les datations radiocarbone, les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ et la datation du YTT afin de créer une référence basée sur le modèle d'Imbrie et Imbrie (1980). La carotte MD12-3423 a été datée par corrélation des données isotopiques avec la carotte MD12-3412.

4.6. Méthode d'identification des dépôts turbiditiques dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

Un dépôt turbiditique se caractérise par un dépôt sédimentaire granoclassé, communément décrits par une séquence typique appelée séquence de Bouma (Bouma et al., 1962). La détermination de ces séquences turbiditiques s'est faite à l'aide de plusieurs outils. Tout d'abord, les données rX ont permis d'identifier les structures sédimentaires dans les carottes (bases érosives, laminations planes, etc). La granulométrie très haute résolution a ensuite permis d'identifier distinctement les bases des turbidites et les rapports XRF décrits précédemment ont facilité la délimitation des sommets et des passages dans les dépôts hémipélagiques. Les rapports Zr/Rb et Si/Al marquent très bien les bases nettes des dépôts turbiditiques et l'évolution granodécroissante des dépôts.

4.7. Analyses spectrales : les méthodes utilisées

Une analyse spectrale permet de mettre en évidence les composantes périodiques présentes dans une courbe. L'intérêt de cette analyse est donc d'éliminer les bruits pouvant perturber l'interprétation du signal. Le logiciel *AnalySeries* a ainsi permis d'étudier les résultats de trois méthodes d'analyses spectrales sur la carotte MD12-3417 afin d'étudier la variabilité sédimentaire très haute résolution entre 9.2 ka cal BP et 9.8 ka cal BP dans la baie du Bengale. Nous avons donc utilisé la méthode de Blackman-Tuckey (1958), la méthode Maximum entropy (Burg, 1972; Childers, 1978) et la méthode MTM (Multi-Taper method ; Percival and Walden, 1993; Thomson, 1982) sur plusieurs paramètres (rapport Zr/Rb, mode granulométrique principal et épaisseur des dépôts turbiditiques) décrits dans la partie 5.1.2 du chapitre 4.

4.8. Flux et bilans sédimentaires dans la baie du Bengale

Les taux de sédimentation obtenus dans chacune des carottes sédimentaires caractérisent l'épaisseur d'un dépôt sédimentaire par unité de temps (cm/ka). La compaction croissante (diminution de la porosité et augmentation de la densité) au cours de l'enfouissement du

sédiment entraîne rapidement des variations dans les taux de sédimentation, qui deviennent alors inadaptés dans la quantification des apports sédimentaires, notamment dans la comparaison des carottes sédimentaires entre elles. Les flux sédimentaires permettent de s'affranchir de ce problème. Ils permettent ainsi de rendre compte du poids de sédiment qui se dépose par unité de surface et par unité de temps ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ka}^{-1}$). Ils intègrent pour cela les taux de sédimentation, la densité sèche du sédiment et la teneur en % de la fraction considérée (terrignène, carbonatée, totale). La fraction terrignène, caractérisant la fraction sédimentaire issue de l'érosion continentale, correspond aux flux sédimentaires non carbonatés et est directement déduite de la teneur en carbonate.

Les déformations potentielles liées au carottage marin ayant été corrigées et la teneur en sédiment terrignène découlant directement de la teneur en carbonate, les incertitudes sur la mesure résident dans la détermination de la densité sèche du sédiment.

Le banc Geotek MSCL a permis d'obtenir (par mesure gamma de la densité) la densité humide du sédiment et nous en avons déduit la densité sèche du sédiment à partir de la formule suivante :

$D_{\text{sèche}} = 2,65 * (1,024 - D_{\text{humide}}) / (1,024 - 2,65)$, en considérant que l'eau interstitielle qui sature l'espace possède une masse volumique de $1,024 \text{ g/cm}^3$ et les particules sédimentaires possèdent une densité moyenne de $2,65 \text{ g/cm}^3$.

Le flux carbonaté et le flux terrignène sont donc calculés de la manière suivante :

Flux carbonaté = Taux de sédimentation (cm/ka)* Densité sèche (g/cm^3)*Taux de carbonate moyen sur l'intervalle considéré (%)

Flux terrignène = Taux de sédimentation (cm/ka)* Densité sèche (g/cm^3)*(1-Taux de carbonate moyen sur l'intervalle considéré (%))

La détermination des flux sédimentaires se fait entre les points de contrôle, c'est-à-dire entre les pointeurs utilisés dans l'établissement des modèles d'âge de chaque carotte sédimentaire.

Chapitre 3 - Les systèmes turbiditiques de la marge Tanzanie/nord Mozambique

Alors que la partie est du continent africain a fait l'objet de nombreuses études en raison d'une histoire géologique très riche, la partie sous-marine de la marge est-africaine est restée beaucoup moins explorée.

Des projets de recherche dans les années 80-90 ont lancé l'étude de la marge tanzanienne-mozambicaine, synthétisant ainsi l'histoire géologique de la marge (Mougenot et al., 1986; Raillard and Mougenot, 1990; Malod et al., 1991, 1991). La campagne East AfricanSPAN de sismique 2D a été lancée sur la marge est-africaine dans les années 2000, dans le but de comprendre le potentiel pétrolier de la marge (Danforth et al., 2012; McDonough et al., 2013). La découverte de gaz liquide en 2010 sur la marge tanzanienne a intensifié la prospection pétrolière (Law, 2011; Danforth et al., 2012; McDonough et al., 2013). Ont alors suivis des projets de recherche, notamment le projet PAMELA (*Passive Margin Exploration Laboratory*, collaboration IFREMER et TOTAL) lancé en 2012, dont le but est de comprendre l'évolution de la marge mozambicaine-malgache, en utilisant une approche source-to-sink. Une mission allemande à bord du *RV Sonne en 2014* relance la datation et la description du rift sous-marin (Franke et al., 2015), tandis que les missions FANINDIEN (2006) et TANZAVAL (2010) mettent en évidence la présence d'un chenal turbiditique majeur sur la marge est-africaine.

En ce qui concerne la sédimentation récente, la mise en place des systèmes « source-to-sink » et leur morphologie, notre connaissance de cette marge reste très incomplète. Ce chapitre vise donc à caractériser l'architecture et le fonctionnement de l'un des plus grands systèmes sédimentaires de la marge est-africaine, le système turbiditique du Rovuma-Rufiji (RRTS).

Un état de l'art présentera tout d'abord le contexte à la fois tectonique et sédimentaire dans lequel s'est mis en place ce système. L'architecture et la morphologie moderne du RRTS seront ensuite détaillées, sous forme d'un premier article scientifique soumis le 31 août 2016 dans la revue *Marine Geology*. Le chenal de Tanzanie, initialement décrit par Bourget et al. (2008) fera l'objet de la seconde partie et notamment d'une hypothèse de mécanisme de formation pour ce chenal. Enfin une dernière partie tentera d'expliquer l'évolution des systèmes turbiditiques de la marge Tanzanie/nord Mozambique, en lien avec un contexte tectono-sédimentaire très riche. Cette dernière partie sera également présentée sous format d'une publication qui sera soumi dans la revue *Marine Geology* d'ici la fin de l'année 2016.

I. *Etat de l'art*

1.1. *Contexte climatique et hydrologique*

Le climat de la marge est-africaine est dominé par la mousson africaine ainsi que par les migrations saisonnières de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ ; Gasse, 2000 ; Figure I.1). La position de l'ITCZ dépend de la circulation des vents, de la rotation de la Terre, de la position des continents et des océans et résulte ainsi de phénomènes globaux, tandis que la mousson est un phénomène fortement influencé par des processus régionaux tels que l'orographie, l'insolation, le couvert de glace ou encore la végétation (Webster et al., 1998). Pendant l'été austral (de novembre à avril), l'ITCZ se trouve au niveau de la Tanzanie et engendre 4 à 6 mois de précipitations avec des cumuls compris entre 800 et 2400 mm/an (Nicholson, 2000).

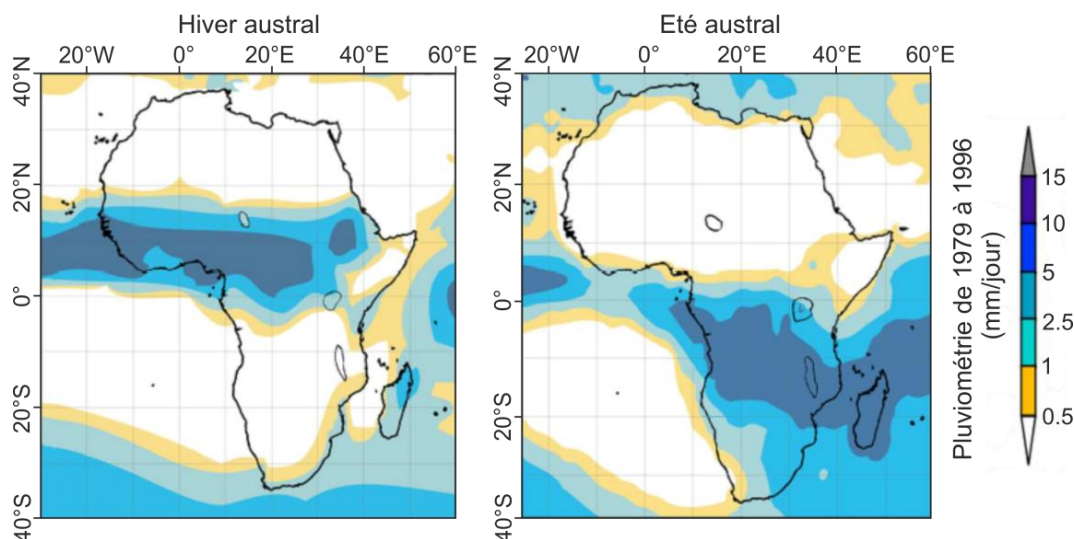


Figure I.1 : Pluviométrie sur le continent africain (modifié d'après Dauteuil et al., 2009, dans Caley, 2011).

Des enregistrements paléoclimatiques dans les grands lacs est-africains permettent de retracer l'hydrologie continentale à l'échelle du Quaternaire. Ces enregistrements montrent ainsi des variations à l'échelle des périodes glaciaire/interglaciaire, avec un climat plus aride en période glaciaire, qui se traduit notamment par une diminution du niveau des lacs (Tierney et al., 2008, 2010; Scholz et al., 2011; Burnett et al., 2011). Ces variabilités climatiques s'enregistrent également dans les variations des températures océaniques de surface, notamment au niveau des tropiques (Tierney et al., 2010 et références citées) qui vont alors avoir une influence sur la circulation océanique. La configuration de la circulation océanique dans l'océan Indien varie selon les périodes de mousson (été et hiver austral, Schott et al., 2002) et va ainsi influencer les précipitations et le climat des terres environnantes (Marchant

et al., 2007). Le Dipôle de l'Océan Indien (IOD), qui est un phénomène d'interaction entre l'océan et l'atmosphère, impacte les écosystèmes continentaux notamment au niveau des chaînes de montagnes du Kenya et de la Tanzanie (Marchant et al., 2007). Il existe deux configurations principales de l'IOD, l'une dite positive correspondant à une diminution abrupte des températures océaniques de surface dans l'est de l'océan Indien (sur l'archipel indonésien) et une augmentation des températures sur la marge est-africaine équatoriale et l'autre dite négative, correspondant aux conditions inverses (Marchant et al., 2007, Figure I.2).

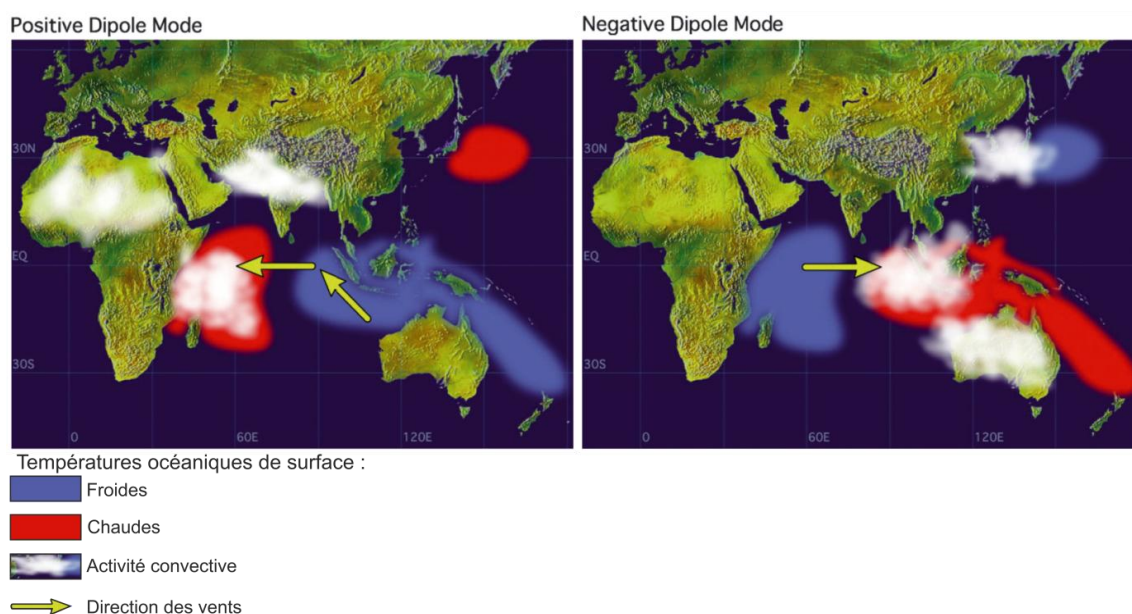


Figure I.2: Diagramme schématique des anomalies de température océanique de surface (d'après Marchant et al., 2007).

Ces variations climatiques enregistrées à différentes échelles temporelles impactent les plus grands systèmes fluviaux d'Afrique, prenant tous leur source dans la région du rift-est africain. C'est le cas du Nil au nord, du Congo à l'ouest, du Zambèze au sud et des fleuves moins développés tels que le Chébéli et le Jubba traversant l'Ethiopie et le Kenya, ou encore le Rovuma et le Rufiji traversant la Tanzanie et le Mozambique (Figure I.3). Ce sont principalement ces fleuves de Tanzanie qui vont nous intéresser au cours de cette étude.

Le bassin versant du Rufiji s'étend sur près de 177 000 km² et son lit parcourt 800 km à travers la Tanzanie, drainant ainsi près de 20% de la surface du pays (Mwalyosi, 1990). Son débit annuel varie entre 2000 et 3000 m³/s (Dubi and Zanzibar, 2000). Le delta du Rufiji est recouvert par la plus importante mangrove de la marge est-africaine (Francis, 1992; Erfteimeijer and Hamerlynck, 2005) et le fleuve se déverse dans l'océan Indien à proximité de l'île Mafia (Figure I.3).

La Rovuma s'étend sur près de 152 000 km² et s'écoule depuis le lac Malawi jusqu'à l'océan Indien sur une distance d'environ 800 km. Ce fleuve forme la frontière politique entre la Tanzanie et le Mozambique (Figure I.3).

Des cours d'eau aux dimensions moindres sont confinés entre le Rufiji et la Rovuma : il s'agit du Matandu (17 000 km²), du Mbemkuru (17 000 km²) et du Lukuledi (6100 km²). La superficie drainée en Tanzanie couvre près de 370 000 km² et la majorité des décharges fluviales se déversent alors sur la façade ouest de l'océan Indien. De petits systèmes fluviaux compris entre la marge est du lac Malawi et les bassins versants cités précédemment se déversent dans le lac, dont les débordements alimentent ensuite le Zambèze par le sud.

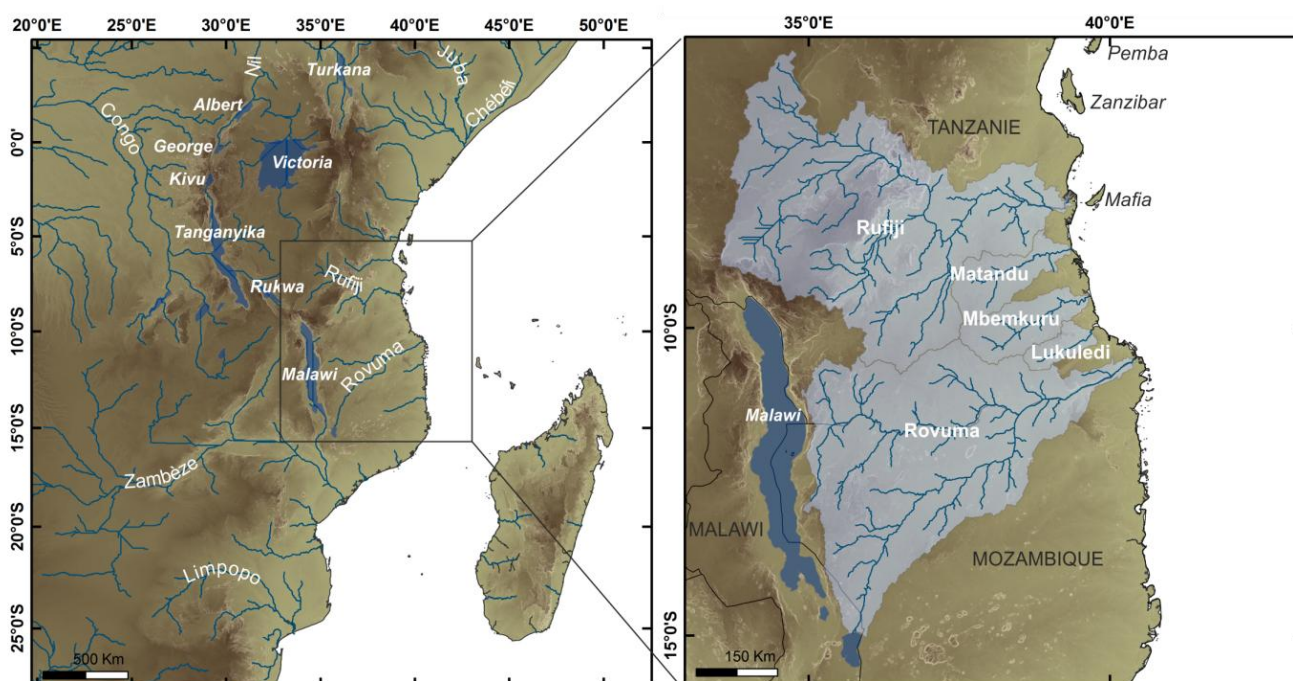


Figure I.3: Carte de localisation des principales rivières et des grands lacs en Afrique de l'est. Zoom sur le réseau hydrographique en Tanzanie.

La Tanzanie, soumise à des conditions climatiques très variables et dont les fleuves sont directement impactés par les conditions hydrologiques régionales, fait partie intégrante du rift-est africain, berceau des plus grands systèmes fluviaux africains. Les fleuves tanzaniens et leurs décharges sédimentaires vont alors alimenter des systèmes turbiditiques profonds sur la marge est-africaine.

1.2. Contexte tectonique

1.2.1. Les phases de rifting successives

La morphologie de l'Afrique de l'est et de sa marge témoigne de la dislocation du Gondwana et des phases de rifting qui ont suivi depuis le Carbonifère supérieur (Salman and Abdula, 1995). Les grandes étapes de construction de la marge est-africaine sont résumées dans la Figure I.4.

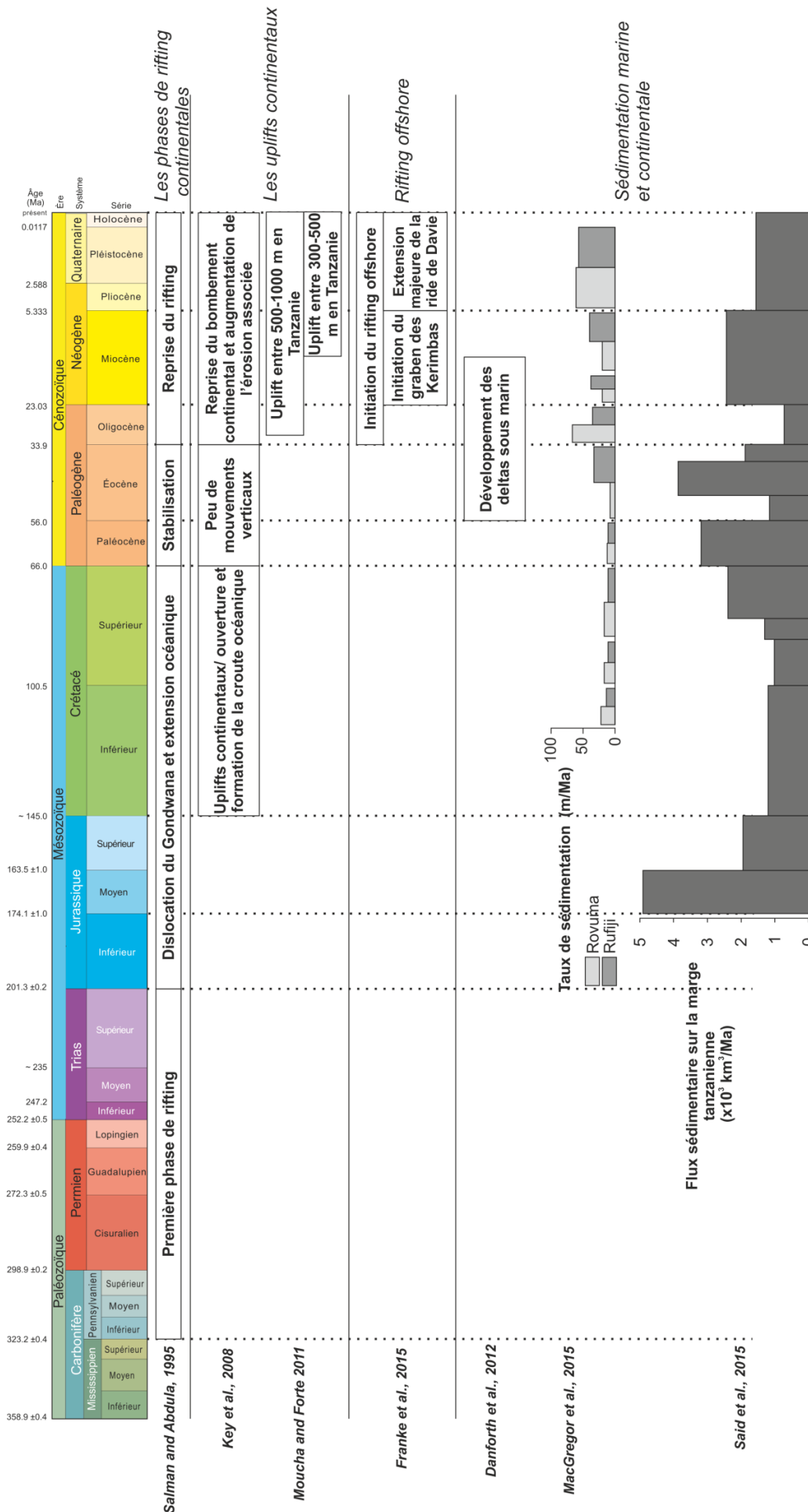


Figure I.4 : Compilation des principales données sur les événements tectoniques et leurs conséquences sur la sédimentation sur la marge est-africaine depuis le Carbonifère.

La formation des bassins sédimentaires marins au large du Mozambique et de la Tanzanie résultent de la séparation du Gondwana et du déplacement des blocs continentaux Afrique et Madagascar associés (Salman and Abdula, 1995).

La première phase de rifting du Gondwana (Carbonifère supérieur-Trias) s'illustre par l'initiation du rifting avec l'ouverture de grandes dépressions sur la plate-forme continentale entre l'Afrique, Madagascar, l'Inde et l'Antarctique, caractérisées par un remplissage terrigène et carbonaté (Figure I.5a.). Entre le Jurassique inférieur et moyen, le Gondwana continue de se disloquer. Une activité volcanique se met en place dans la zone sud, tandis que la transgression marine de la paléo-Téthys dans la zone nord engendre une propagation vers le sud du domaine marin profond et l'ouverture de lagons et de bassins peu profonds, séparés entre eux par des barrières récifales (Figure I.5b.). L'ouverture de l'océan Indien change alors de direction s'orientant ainsi NNW-SSE par rapport à l'Afrique (Sahabi, 1993). La séparation Afrique-Madagascar s'est faite par coulissement de Madagascar le long de la fracture de Davie, conférant ainsi sa morphologie transformante à la marge est-africaine (Sahabi, 1993). La fracture de Davie se serait mise en place il y a 550 Ma, sur une grande zone de fracture héritée de la collision pan-africaine (Fritz et al., 2013).

La dislocation se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur avec la dérive du bloc ouest Afrique/Amérique du Sud et du bloc est Antarctique/Madagascar/Inde. Cette dérive se fait le long de grandes failles transformantes (notamment la fracture de Davie) et permet l'ouverture progressive de la partie sud de l'océan Indien (Segoufin and Patriat, 1980; Coffin and Rabinowitz, 1987; Emmel et al., 2011; Key et al., 2008). A partir du Crétacé inférieur, la transgression marine atteint la partie sud du bloc Afrique, permettant ainsi le développement du rift et d'épaisses séquences sédimentaires (Figure I.5c). La dérive de Madagascar cesse également pendant cette période (Salman and Abdula, 1995). Le bassin de Somalie cesse alors son extension. La marge est-africaine devient alors passive (Danforth et al., 2012).

Au Crétacé supérieur, une transgression marine importante se produit sur la marge est-africaine et l'activité volcanique se développe autour de Madagascar en raison de la séparation de l'Inde et des Seychelles (Figure I.5d). Le Crétacé se caractérise sur le continent africain par de nombreux mouvements verticaux et latéraux engendrant une érosion continentale intense et des apports terrigènes relativement important dans les bassins côtiers (Emmel et al., 2011; Key et al., 2008, Figure I.5d) et notamment dans le bassin sédimentaire bordant la marge tanzanienne où les flux sédimentaires au Crétacé supérieur ré-augmentent pendant cette période (Said et al., 2015 ; Figure I.4).

Le Paléocène et l’Eocène se caractérisent par une phase de stabilisation complète de la marge est-africaine avec une sédimentation essentiellement carbonatée (Figure I.5e) et peu de mouvements verticaux sur le continent (Key et al., 2008 ; Figure I.4). Les bassins versants (Rovuma, Rufiji, Zambèze, Nil, Congo) pendant cette période enregistrent de faibles taux de sédimentation (entre 5 et 30 m /Ma; MacGregor, 2015, Figure I.4).

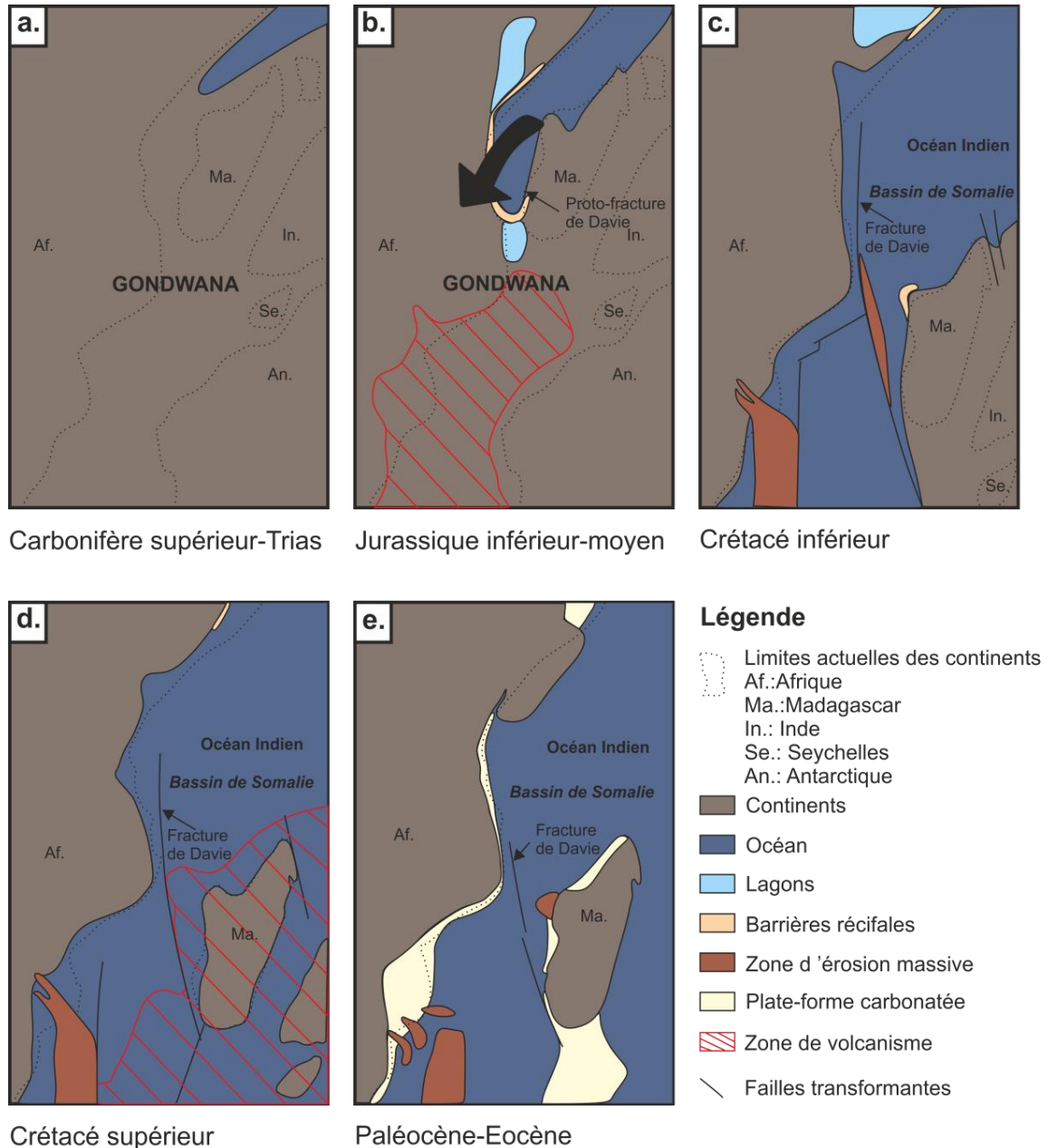


Figure I.5 : Les phases de rifting depuis le Carbonifère jusqu’à l’Eocène. Figure modifiée et simplifiée d’après Salman and Abdula, 1995.

C’est à l’Oligocène que le rifting reprend entraînant notamment un bombement continental de l’Afrique de l’est (Figure I.6). Ce bombement provoque une régression marine généralisée sur la marge est-africaine ainsi qu’une érosion massive des reliefs continentaux

(Key et al., 2008; Salman and Abdula, 1995). En Tanzanie, l'uplift entre l'Oligocène et l'actuel (30-0 Ma) atteint 500 à 1000 m (Moucha and Forte, 2011) avec des taux de sédimentation dans les bassins versants qui passent de 19 m/Ma à l'Eocène à 66 m/Ma au Pléistocène (Macgregor, 2015). Ce rifting est-africain cénozoïque se caractérise par la formation de deux branches principales continentales (Chorowicz, 2005) et une branche sous-marine (Franke et al., 2015) :

- (1) La branche est qui s'initie à l'Oligocène au niveau de la mer Rouge et du triangle des Afars et qui se propage du nord vers le sud jusqu'au nord-est de la Tanzanie (Figure I.6), avec des vitesses comprises entre 2,5 et 5 cm/an (Chorowicz, 2005). L'extension nord-sud du rift et le développement de l'activité volcanique est visible sur la Figure I.6 (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015).
- (2) La branche ouest qui s'initie à partir du Miocène qui s'étend depuis le lac Albert au nord, jusqu'au lac Malawi au sud (Chorowicz, 2005; Salman and Abdula, 1995). A partir du Pliocène, la branche ouest du rift est-africain se développe activement vers le sud et ce jusqu'au Mozambique (Figure I.6 ; Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015).
- (3) C'est au Miocène inférieur que la branche offshore du rift est-africain se développe (Mougenot et al., 1986 ; Salman and Abdula, 1995; Franke et al., 2015; Figure I.6). Elle est décrite pour la première fois par Mougenot et al. (1986), comme étant une extension sous-marine de la branche est du rift (Figure I.6). Cependant, si son ouverture est globalement liée aux grands événements du rifting continental, il semble que la branche sous-marine se soit initiée plus tôt que l'extrémité sud de la branche est du rift (Figure I.6 ; Macgregor, 2015). Le graben des Kerimbas est le premier à se mettre en place, entre l'Oligocène supérieur et le Miocène supérieur avec la formation d'un relief positif sur son flanc est, la ride de Davie (Franke et al., 2015 ; Figure I.6). Des dragages et carottages ont permis de découvrir que la ride de Davie a une origine continentale et a été recouverte par d'épais dépôts sédimentaires dont les âges vont du Crétacé au Pléistocène (Bassias, 1992). Le graben de Lacerda se développe au Pliocène (Franke et al., 2015). La majeure partie du rift offshore s'est donc principalement mis en place du Miocène supérieur au Pliocène (Figure I.6), de façon synchrone à la propagation des branches continentales du rift (Chorowicz, 2005; Franke et al., 2015). La branche offshore du rift semble continuer à s'étendre vers le nord et le sud depuis le Pléistocène

C'est au Miocène et au Pliocène que l'extension du rift est-africain est la plus intense à la fois sur le continent mais également dans le domaine marin (Chorowicz, 2005; Franke et al., 2015; Macgregor, 2015). A partir du Miocène et jusqu'à l'actuel, la marge Tanzanie/nord Mozambique, soumise au rifting est-africain, devient alors complexe et passe d'un stade passif à un stade « juvénile d'ouverture ».

1.2.2. Surrection, sismicité et volcanisme associés au rifting

Les taux d'uplift en Tanzanie depuis le Miocène supérieur reflètent une surrection comprise entre 300 et 500 m sur les derniers 10 Ma (Moucha and Forte, 2011 ; Figure I.7).

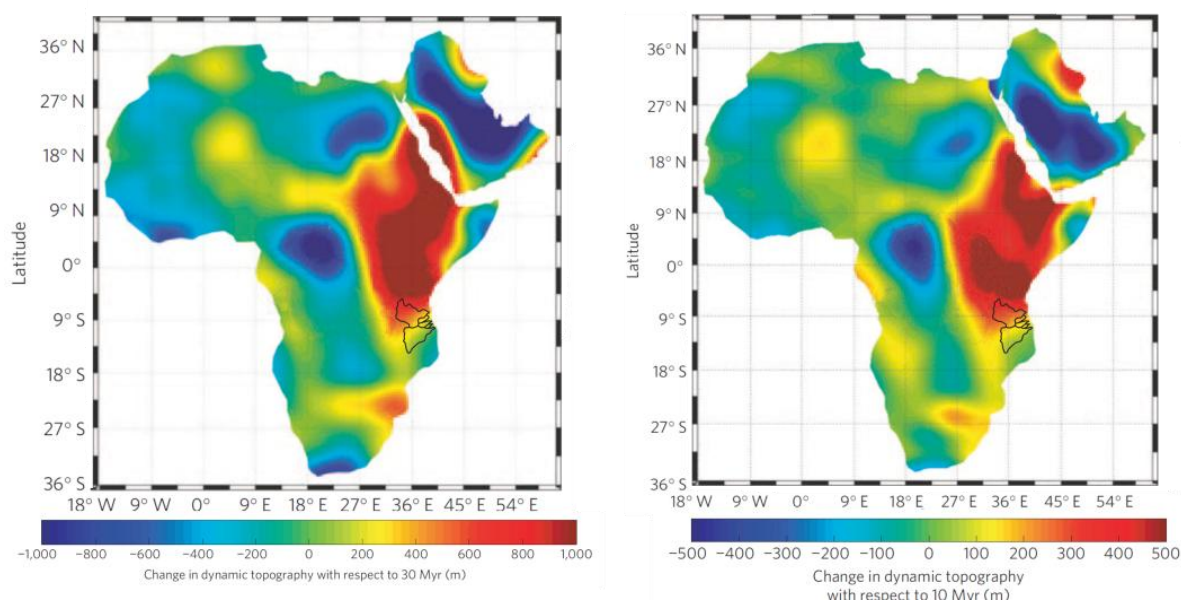


Figure I.7: Evolution des taux d'uplift en Afrique entre 30 Ma et l'actuel et entre 10 Ma et l'actuel. D'après Moucha and Forte, (2011).

L'activité sismique du rift est-africain est encore très présente à l'actuel (Albaric et al., 2009, 2010; Craig et al., 2011; Ekström et al., 2012; Delvaux et al., 2012) comme le montre la présence de nombreux séismes récents tout au long de la branche ouest du rift est-africain et des grands lacs associés, mais également le long de la branche est et de son prolongement dans le domaine océanique (Figure I.8). La répartition des séismes dans le domaine marin laisse à penser que les déformations extensives modernes se concentrent dans le graben des Kerimbass (Franke et al., 2015; Figure I.9).

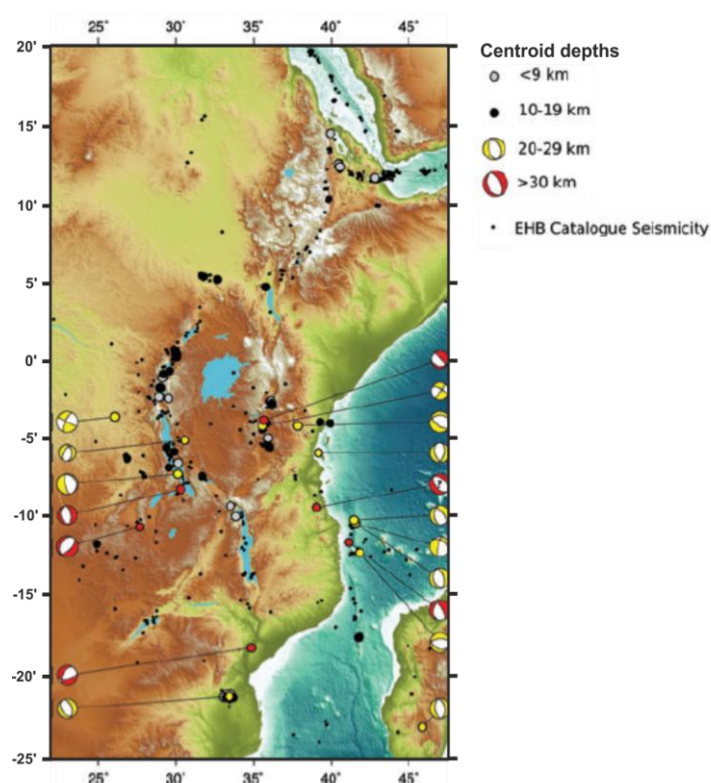


Figure I.8 Sismicité récente est-africaine (1900-Actuel) et mécanismes au foyer associés, d'après Craig et al., (2011).

Le développement du rift se fait de manière synchrone avec le développement de l'activité volcanique sur le continent qui se propage depuis le triangle des Afars jusqu'au nord de la Tanzanie mais également le long des grands lacs est-africains (Figure I.6; Nicholas et al., 2007; Macgregor, 2015). L'activité volcanique semble cependant beaucoup plus réduite le long de la branche ouest par rapport à la branche est du rift (Macgregor, 2015). Le rifting offshore cénozoïque ne présente pas ou très peu d'activité volcanique (Franke et al., 2015). Mougnot et al. (1986) décrivent en premier l'origine volcanique des monts St Lazare et Paisley (Figure I.9). Les modèles d'âge plus récents sur la marge laissent à penser que les monts volcaniques présents tout au long de la ride seraient antérieurs au Cénozoïque, comme l'attestent les dépôts sédimentaires qui viennent partiellement les draper (Bassias and Leclaire, 1990; Leclaire et al., 1989; Mahanjane, 2014). Ainsi, la branche offshore, présente une morphologie et une activité volcanique relativement similaire à la branche ouest du rift (Ebinger, 2012; Franke et al., 2015).

1.2.3. Morphologie de la branche offshore

Cette branche se caractérise par une succession de grabens sous-marins formant les bassins de Makonde, Kerimbass et Lacerda (Figure I.9). Ces grabens sont limités par des failles normales et sont pour la plupart parallèles à l'orientation de la marge (Chorowicz, 2005

; Figure I.9). Les flancs est des grabens de Makonde, Kerimbass et Lacerda forment un haut fond topographique. Ce haut fond correspond à la ride de Davie, qui culmine jusqu'à plus de 500 m au-dessus du fond du graben de Makonde, à plus de 1000 m dans le graben des Kerimbass et à plus de 2200 m dans le graben de Lacerda (Raillard and Mougenot, 1990; Chorowicz, 2005; Franke et al., 2015).

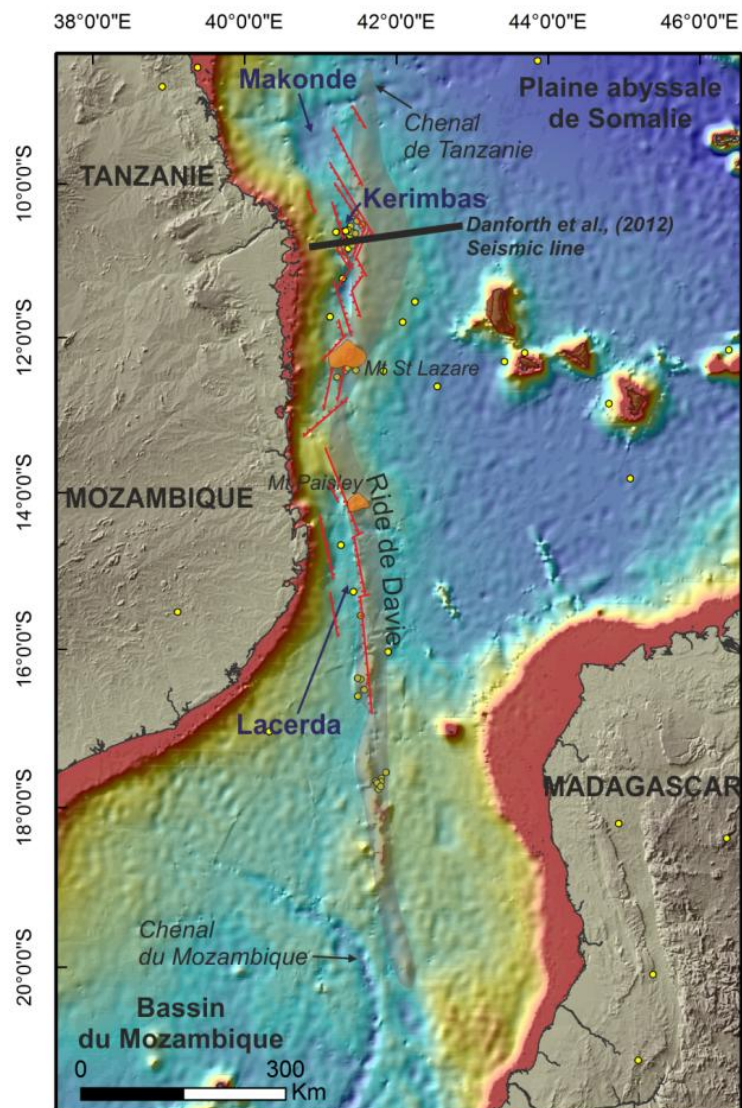


Figure I.9: Carte générale du contexte morphologique et tectonique de la branche offshore du rift est-africain. Position des grabens sous-marins et de la ride de Davie. Les failles en rouge sont issues de Mougenot et al. (1986). Le volcanisme représenté en marron sur les Comores est décrit par MacGregor et al. (2015), tandis que le volcanisme représenté en orange sur le mont St Lazare est décrit par Mougenot et al. (1986). Les séismes (points jaunes) sont issus de la base de données EHB (1964-2008).

Au nord de 9°S, la ride de Davie n'est pas visible sur le fond marin mais d'après Malod et al. (1991), elle se manifesterait par la présence d'un bombement du socle acoustique et par un faisceau de faille, dont seul le gradient gravimétrique N-S permet d'attester de sa continuité. La ride de Davie s'étend donc entre 9°S et 21°S sur près de 2300 km de long (Malod et al.,

1991 ; Figure I.9). Entre 9-12°S, la ride forme un demi horst basculé vers l'est, séparé de la marge est-africaine par les grabens de Makonde et de Kerimbass (Malod et al., 1991). Elle s'interrompt vers 12°S avec le Mont St Lazare et semble reprendre vers 13°S décalée vers l'ouest d'environ 30 km (Figure I.9). Ce décalage pourrait s'expliquer par un décrochement dextre (Malod et al., 1991). Entre 13°S et 17°S, la ride de Davie borde le graben de Lacerda (Malod et al., 1991). Entre 17° et 20°S, les monts Antandroy et Betsileo, hauts topographiques de la ride présentent des structures tectoniques en fleurs positives, consistant en un jeu de failles transpressives en échelon se rejoignant en profondeur. Ces structures témoignent d'un décrochement dans la zone et sans doute de la légère rotation de Madagascar après sa dérive jusqu'à sa position actuelle au Crétacé supérieur (Malod et al., 1991 ; Figure I.9). Au sud de 20°S, la ride s'intègre progressivement au glacis malgache (Malod et al., 1991 ; Figure I.9).

1.2.4. Sédimentation sur la marge Tanzanie/Mozambique

Danforth et al. (2012) réalisent une analyse structurale et stratigraphique de la marge Tanzanie/Mozambique et décrivent ainsi quatre méga-séquences sédimentaires depuis le Permo-Trias (Figure I.10) :

La méga-séquence 1 (du Permo-Trias au Jurassique), se met en place pendant la première phase de rifting et enregistre une sédimentation syn-rift, avec des dépôts sédimentaires pouvant correspondre à des roches mères, localisés dans des mini-grabens.

La méga-séquence 2 (du Jurassique supérieur au Crétacé moyen) témoigne de la marge transformante présente à cette époque et enregistre des niveaux argileux anoxiques recouverts par plusieurs dépôts plus grossiers pouvant correspondre à des dépôts turbiditiques.

La méga-séquence 3 (du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur) se met en place dans un contexte de marge passive et enregistre des argiles déposées pendant les transgressions marines qui englobent des dépôts turbiditiques rétrogradant sur la marge.

La méga-séquence 4 (du Paléocène supérieur au Miocène) enregistre la reprise du rifting continental et la succession de plusieurs phases de régressions, qui entraînent la sédimentation de systèmes turbiditiques sur la marge. Cette méga-séquence met en évidence de forts taux de sédimentation à l'embouchure du Rovuma et du Rufiji (McDonough et al., 2013).

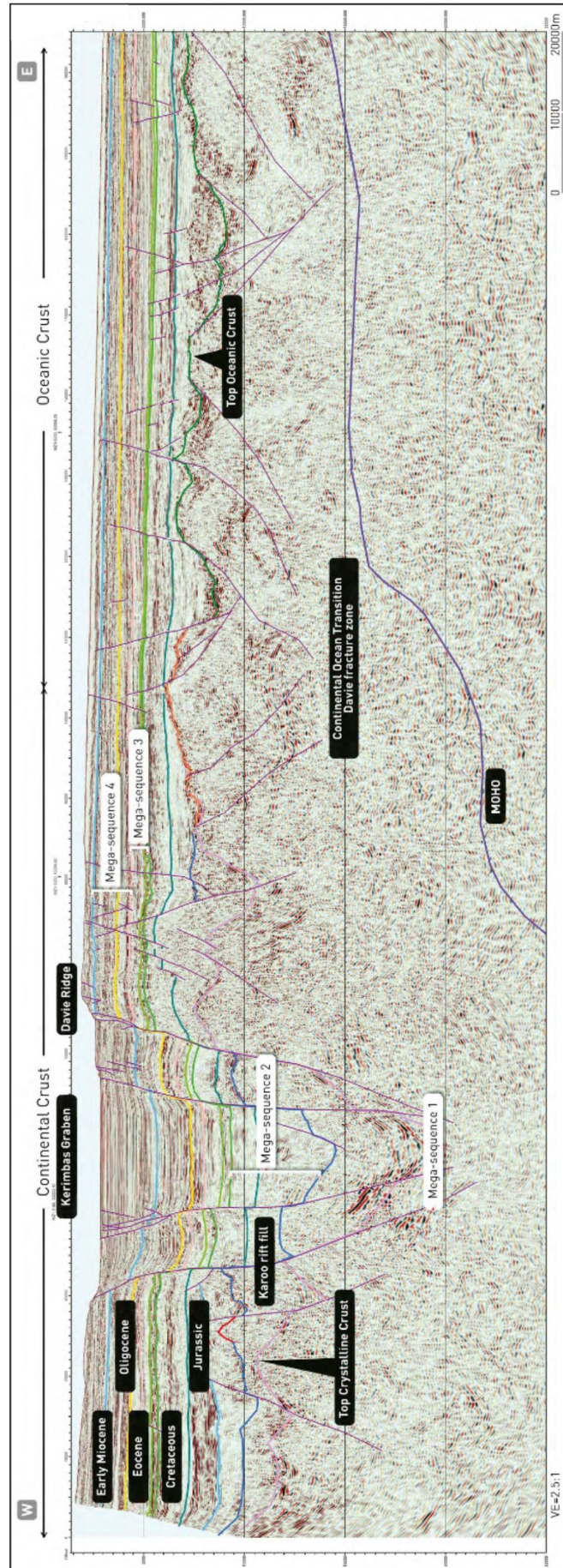


Figure I.10 : Ligne sismique MZ1-8700 montrant l'analyse structurale et stratigraphique de la marge nord-mozambicaine. Position du profil sur la Figure I.9. Extraite de Danforth et al. (2012). La sédimentation terrigène sur la marge Tanzanie/Mozambique suit donc les phases de surrections continentales qui engendrent une érosion des massifs et des exports de sédiments importants vers le domaine marin. C'est le cas à l'embouchure du Zambèze, où sont enregistrés des apports de sédiments très élevés au cours du Crétacé, pendant la phase de surrection majeure sur le continent (Walford et al., 2005; Key et al., 2008). Ces apports, plus faibles pendant la période de stabilisation du rifting du Paléocène-Eocène, augmentent à nouveau à l'Oligocène, lors de la phase de reprise du rifting (Walford et al., 2005; Key et al., 2008). Sur la marge tanzanienne également, les taux de sédimentation à l'embouchure du Rovuma et du Rufiji augmentent fortement à partir de l'Oligocène (Macgregor, 2015).

La découverte de systèmes turbiditiques sur la marge, ainsi que la sédimentation aux embouchures des fleuves tanzaniens (augmentant en phase avec l'activité tectonique continentale) laissent à penser que la mise en place des systèmes turbiditiques sur la marge est-africaine s'est faite sous un contrôle structural important.

Le système turbiditique moderne du Zambèze a été décrit pour la première fois dans les années 80 (Kolla et al., 1980; Droz and Mougenot, 1987) et fait l'objet désormais de plusieurs travaux de thèse dans le cadre du projet PAMELA. Bourget et al. (2008) décrivent pour la première fois la présence d'un chenal turbiditique au large de la Tanzanie, dont la morphologie suppose un contrôle structural important.

II. Architecture du système turbiditique moderne du Rovuma-Rufiji

Le chenal de Tanzanie, décrit précédemment par Bourget et al. (2008) fait partie intégrante d'un système turbiditique, qui constitue l'un des plus grands systèmes turbiditiques de la façade ouest de l'océan Indien. Le but principal de cette étude a été de comprendre l'architecture moderne de ce grand système turbiditique.

Pour cela, nous nous sommes posés plusieurs questions scientifiques, auquel l'article soumis le 31 août 2016 dans la revue *Marine Geology* tentera de répondre :

- Quelles sont les caractéristiques morphologiques de ce système turbiditique ?
- Quelles sont ses dimensions ?
- Quand le système turbiditique du Rovuma-Rufiji s'est-il mis en place ?
- Quels sont les forçages influençant la mise en place de ce système ?

2.1. Architecture of a major East African turbidite system: the Rovuma-Rufiji turbidite system (RRTS)

Fournier Léa, Zaragosi Sébastien, Bourget Julien, San Pedro Laurine, Leparmentier François, Le Faou Yann, Garlan Thierry, Malaize Bruno, Pierre Rachel

Abstract

The recent discovery of a giant turbidite channel on the Tanzanian coast revived the study of a relatively unknown margin in terms of source-to-sink systems. The Tanzania channel is the median part of an important turbidite system reaching 1200 km long. Combining different datasets allowed us to describe it in its entirety.

The Rovuma-Rufiji turbidite system (RRTS) is a source-to-sink system and is mainly fed by the two major Tanzanian rivers it was named after. It is a multi-sourced system formed by

several canyons directly connecting rivers to an intraslope tectonic basin: the Makonde basin. The Makonde basin acts as a submarine catchment reconcentrating flows toward the 650 km long Tanzania channel. Flows become unconfined in the “Channel-Lobe transition zone” (CLTZ) and lobe deposits are initiated in the Somalia abyssal plain spreading over 49 000 km².

The initiation of the Cenozoic East African Rift system played a major role in the installment and construction of the RRTS. Important doming onshore are coeval with extension of the offshore rift and the initiation of the RRTS is synchronous with this tectonically active period (post Early-Miocene, Franke et al., 2015; Key et al., 2008). Tectonic activity impacted erosion variations in the catchment but also constrained the atypical architecture of the RRTS with the presence of the rift in the upper slope.

1. Introduction

Source-to-sink systems have been intensively investigated in order to provide detailed architectural and stratigraphic sedimentary models to better understand their activity and their evolution through times (Normark, 1978; Bouma et al., 1985; Posamentier et al., 1991; Stow and Mayall, 2000; Posamentier and Kolla, 2003; Sømme et al., 2009; Harris and Whiteway, 2011). As described by Sømme et al. (2009), « the source-to-sink system comprises all areas that contribute to erosion, transportation and deposition of sediments within an erosional-depositional system from catchment headwater to deep-marine basin floor fan » and it can be located on passive or tectonically active margin.

The East African margin remains poorly studied in terms of source-to-sink systems and is commonly only associated with the Mozambique deep sea fan which spreads over 1800 km long (Kolla et al., 1980). It results from the Zambezi discharges (Kolla et al., 1980) and sediment loads are directly linked to continental uplifts driven by the East African rift system (Walford et al., 2005).

The FANINDIEN mission (2006) discovered a giant deep sea channel (~10 km wide) which extends over 400 km away from the Tanzanian coastline. Bourget et al. (2008) suggest a strong structural control associated with massive sediment load to explain the unusual dimensions of this turbiditic channel. Recently, Liu et al. (2016) described the turbidite activity on the Tanzania upper slope as synchronous with the last interglacial sea level high stand period. These previous studies suggest the presence of a second major source-to-sink system in the East African margin under the strong influence of the East African Rift system.

The structure of the eastern African margin is inherited from a number of rifting phases: the Karoo rifting (late Carboniferous-Early Permian), the Gondwana break-up (Middle Jurassic) and East African rifting (Cenozoic; Malod et al., 1991, (Mpanda, 1997). Recently, the activity of the Cenozoic East African Rift system has been better understood: onshore, with the timing of changes in African topography (Macgregor, 2015; Moucha and Forte, 2011; Pik et al., 2008; Roberts et al., 2012) and offshore with the opening of a juvenile rift (Franke et al., 2015) previously described as a rifting area with submarine grabens and ridges (Mougenot et al., 1986, 1989; Raillard and Mougenot, 1990).

Combination of new data acquired during the 2010 Tanzaval expedition on the *R/V 'Beautemps-Beaupré'* and previous studies enable us to describe, for the first time, an important turbidite system on the Tanzanian margin. We named to call it “Rovuma-Rufiji turbidite system” (RRTS), because of its connection with these major rivers.

Here we present the architecture of the RRTS from its proximal source area to its distal sink system. This study brings us new data about source-to-sink systems related to a tectonically active context.

2. Background

2.1. General tectonic setting

The Karoo rifting is the first significant regional tectonic event leading to the breakup of Gondwana and the opening of numerous basins including the Rovuma, Somalia and Mozambique basins (Catuneanu et al., 2005; Salman and Abdula, 1995). As a result of the opening of these basins (contemporaneously to the southward drift of Madagascar until the Aptian), southeastern Kenya, Tanzania, northern Mozambique and western Madagascar became conjugate transform margins (Coffin and Rabinowitz, 1992, 1988; Gaina et al., 2013).

The Cretaceous period in the East African margin was characterized by lateral crustal movements and uplifts leading to major erosion and fluvial sedimentation in the rift basins, and the opening of the ocean and ocean crust formation (Emmel et al., 2011; Key et al., 2008). This period was followed by a interval of very little vertical crust movement resulting in a reduction of sedimentation in the rift basins as suggested by a relatively thin sediment layer in the Rovuma basin (Paleocene-Eocene; Key et al., 2008). Clays deposited during this period in the Rovuma basin formed the “detachment layer of the offshore Rovuma basin deep-water fold-and-thrust-belt” (Mahanjane and Franke, 2014). The Rovuma basin system is mainly driven by gravity tectonics, the continental uplifts of the East African Rift System

causing massive sediment loads in the basin since the Oligocene and resulting in the “up-dip extension and down-dip compression” system in the Rovuma basin (Mahanjane and Franke, 2014). The renewed rifting phase, since the Oligocene to the present day, caused an enhancement of sedimentation due to continental doming and an increase in erosion (Key et al., 2008). This recovery of the tectonic activity initiated the Rovuma fluvial system (Key et al., 2008). The progradation of the Rovuma delta was directly in phase with the Miocene transgression, concomitant with rift-related onshore sedimentation in the East African Rift System (Key et al., 2008). The Late Miocene was characterized by rift development and associated volcanism in Tanzania (Nicholas et al., 2007). The reconstruction of the African dynamic topography estimated that there was a 300-500 m uplift between 10 Myrs to present day in Tanzania (Moucha and Forte, 2011). The Late Miocene was a period of significant uplift and erosion from southern Tanzania and Mozambique resulting in an increase of offshore sediment supply near these countries (Nicholas et al., 2007; Walford et al., 2005; Franke et al., 2015). The sedimentation rate estimated in the Tanzania coastal basin during the Miocene is three times higher than the sedimentation rate during the Oligocene (Said et al., 2015). Moreover, Eastern Africa during this period was submitted to strong annual monsoonal cycles which enhanced erosion onshore. Combined with the continental doming these monsoons generated the high sedimentation rate on the margin during the Miocene (Said et al., 2015).

2.2. The Cenozoic East African Rift System

The East African Rift System forms two major branches (the eastern and the western) composed of a succession of many rift channels isolated by uplifted shoulders (Chorowicz, 2005; Ebinger, 2012; Macgregor, 2015). The western branch extends from the Lake Albert to the north, to the Lake Malawi to the south, (Chorowicz, 2005, Figure II.1). The Tanganyika-Rukwa-Malawi segment is one of the most seismogenic and active areas of the East African Rift (Delvaux et al., 2012). The eastern branch extends from the Afar triangle and the Red Sea to the north, to the North Tanzanian divergence zone to the south (Chorowicz, 2005, Figure II.1). There is a third branch (the southeastern branch, Chorowicz, 2005) following on from the eastern branch offshore on the Tanzania-Mozambique margin (Chorowicz, 2005; Figure II.1 and Figure II.2).

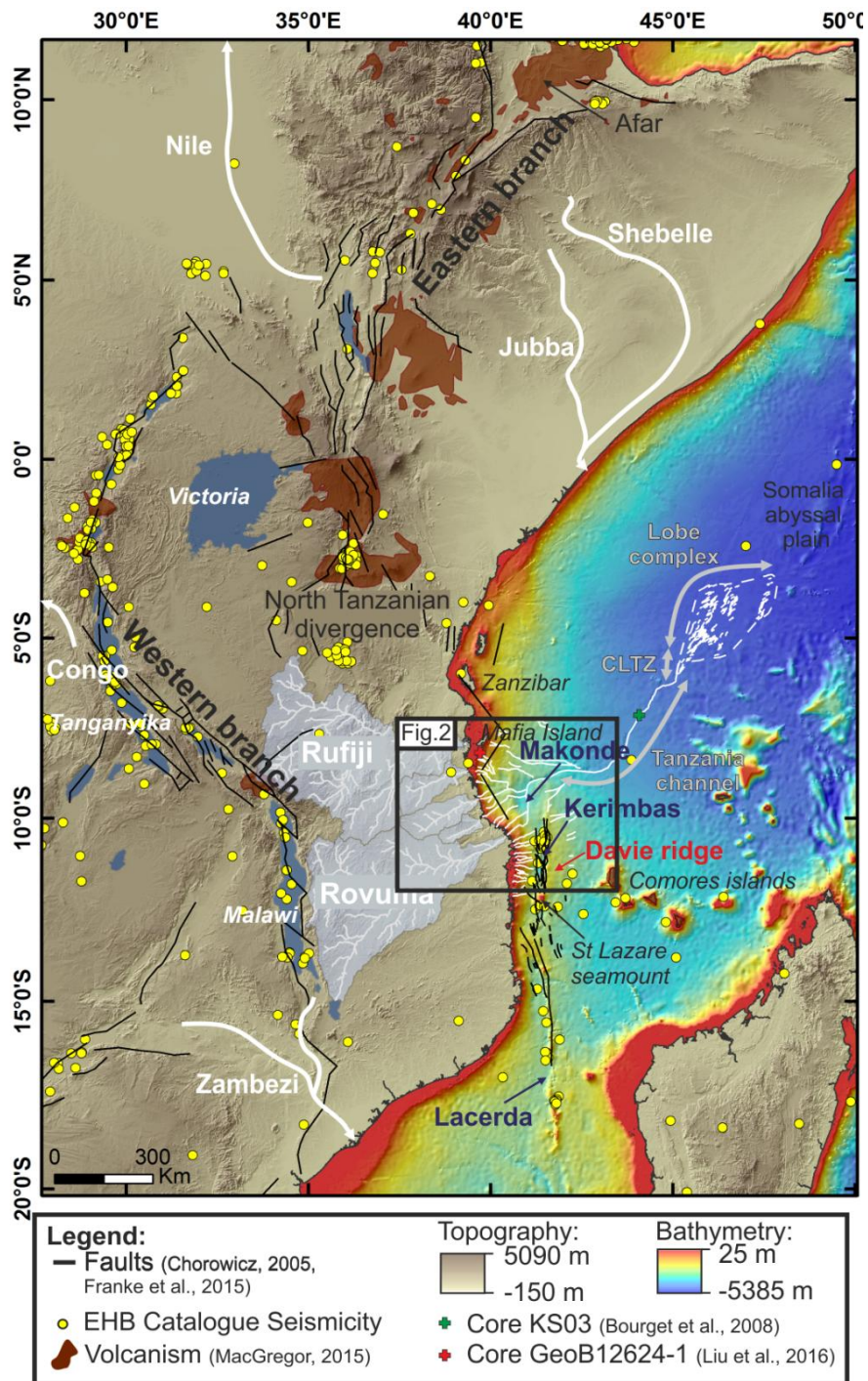


Figure II.1: Location map of the RRTS and tectonic context. General bathymetry data is from Gebco. Location of the main Tanzanian rivers (solid grey lines) and major Tanzanian and Mozambique river drainage basins (shaded grey). Schematic main river flows are in white and major lake names are in italic white. Names of submarine basins are in dark blue. The RRTS is in white and distal areas of the RRTS are in light grey.

Offshore, the southeastern branch is characterized by several submarine grabens (Makonde basin and Kerimbas basin) and a major structural high, the Davie Ridge (Chorowicz, 2005; Raillard and Mougénot, 1990; Figure II.1 and Figure II.2). The southeastern branch of the East African Rift was initiated offshore in the north (Kerimbas basin) during the Late Miocene and has since migrated southward with the opening of the Lacerda graben, mainly during the Pliocene (Franke et al., 2015).

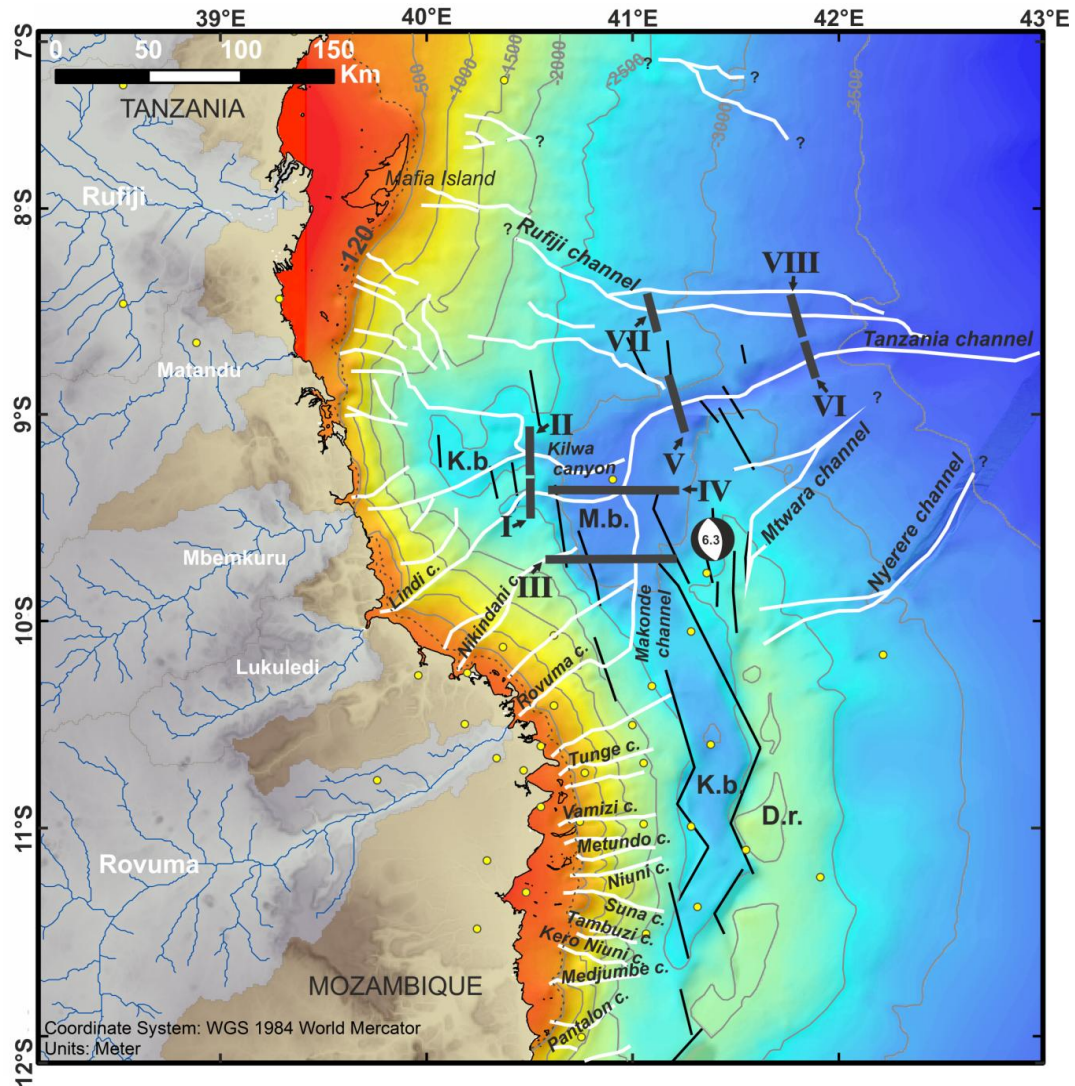


Figure II.2: Location map of the proximal area. Bathymetry is interpolated from sea floor picking on seismic profiles for oil and gas exploration. White lines indicate canyon and channel location. Yellow circles indicate recent earthquake distribution area (Chorowicz, 2005), and thick lines indicate East African Rift faults (Chorowicz, 2005). Bold black lines indicate line drawings of oil seismic profiles location. K.b.: Kilwa basin; M.b.: Makonde basin; K.b.: Kerimbas basin; D.r.: Davie ridge.

The Davie ridge (or the Davie fracture zone) is a major structure inherited from the ~550 Myrs Pan-African collision (Fritz et al., 2013). It is a fossil transform fault that directed the opening of the Somalia abyssal plain and the drift of Madagascar during the Early Cretaceous (Segoufin and Patriat, 1980, Coffin and Rabinowitz, 1987, Figure II.1). The Davie ridge has a continental origin and has been locally covered by deformed sediments as attested by dredging and coring (Bassias, 1992). The northern Davie ridge is the result of the post-Oligocene rift flank uplift, directly linked with the initiation of the Kerimbas rift basin (Franke et al., 2015). Fellah, (1981) and Mougnot et al., (1989) described the uplift of the Davie ridge as having reached ~1500 m high since the Late Cretaceous. This uplift is also apparent on the continental shelf with the emergence of islands (Zanzibar, Pemba, Mafia), the

destabilization of the margin and the enhancement of gravity processes causing canyon incisions (Fellah, 1981; Mougénot et al., 1989).

The Kerimbas basin is a half-graben that was initiated during the Miocene with extensional basement faults that were reactivated during the Mesozoic (Franke et al., 2015). Its development became pronounced during the Pleistocene and in historical times with major extensional deformations and extension velocities between 1.6-4 mm/yr in the Kerimbas basin (Franke et al., 2015). The recent seismic activity on the Tanzanian margin suggests that the movement persists in the present (Chorowicz, 2005; Delvaux et al., 2012; Franke et al., 2015; Figure II.2).

The Davie ridge reaches ~2300 km long from southern Kenya to the southwestern margin of Madagascar (From 9°S to 21°S; Raillard and Mougénot, 1990). North of 9°S, the Davie ridge is buried under a thick sedimentary fill (Malod et al., 1991). Between 9-12°S, the Davie ridge forms a tilted half-horst, dipping basinward (Malod et al., 1991). Around 12°S, the Davie ridge terminates at the base of the St Lazare volcanic seamount (Malod et al., 1991, Figure II.1). The Davie ridge becomes apparent again around 13°S, shifted slightly westward by a dextral fault (Malod et al., 1991). Between 13-18°S, the Davie ridge borders the Lacerda graben and southward of 20°S the ridge becomes gradually integrated to the west continental slope of Madagascar (Malod et al., 1991).

The Kerimbas basin is surrounded by normal faults (Mougénot et al., 1989). It is a 240 km long N-S oriented graben and is associated with modern water depths of 2350 m in the vicinity of the St Lazare Seamount to 3000 m between 10-11°S (Figure II.1). To the north of the Kerimbas basin, the Makonde basin is also bordered by normal faults (Raillard and Mougénot, 1990, Figure II.1 and Figure II.2). It is more subsident than the Kerimbas basin, which explains the thicker Tertiary sedimentary cover in the Makonde basin (Raillard and Mougénot, 1990). The basin lies at present day water depths of 3200-3300 m.

2.3. Hydrologic and climatic setting

The East African rift system is the source of the most important African rivers (Figure II.1), e.g., the Nile (to the North), the Congo (to the west; known as the Zaire) and the Zambezi river (to the south). All these rivers have a well-developed deep turbidite system (Babonneau et al., 2002; Kolla et al., 1980; Mascle et al., 2001). Drainage basins of the East African margin (Shebelle-Jubba, Rufiji and Rovuma mainly, Figure II.1), are smaller than those of these great rivers.

The Rufiji watershed expands over 177 000 km² and is ~800 km long (Figure II.1). It crosses Tanzania from the west to the east, bounded by the Tanzanian craton to the west. It drains over 20% of the mainland of Tanzania (Mwalyosi, 1990). The mean annual discharge of the river is approximately 2000-3000 m³/s (Dubi and Zanzibar, 2000).

The Rovuma watershed covers over 152 000 km² and forms the border between Tanzania and Mozambique during the largest part of its course (Figure II.1). Its source lies to the east of Lake Malawi and flows southward and then eastward for 800 km until it reaches the Indian Ocean.

The Matandu, Mbemkuru and Lukuledi watersheds are smaller systems confined between the Rufiji and the Rovuma drainage areas (17 000, 17 000 and 6100 km² respectively).

The Rovuma, Rufiji, Matandu, Mbemkuru and Lukuledi basins drain a total area of ~370 000 km² (Fig.2). They represent more or less half of the Zambezi river catchments (1 330 000 km²) which supply sediments to the Mozambique margin.

The Tanzanian margin is subject to a tropical climate with seasonal variability. Tanzania endures a rainy season lasting 4 to 6 months during the austral summer, with annual rainfall between 800 and 2400 mm/year (Nicholson, 2000). As described previously, continental uplifts have been the main control on erosion and earthquakes since the Miocene, which induced a modification in erosional rates and consequently in the development of river systems (Key et al., 2008; Said et al., 2015). High sedimentation rates during the Miocene were coeval with accelerated cooling and with strong variations in monsoonal cycles which together enhanced the denudation of the East African Rift System (Said et al., 2015). As suggested by Sømme et al., (2009), climatic variations have a significant influence on erosion processes and sediment transport on relatively short time scales (10-10000 years), as opposed to topographic modifications of the catchment which have a major impact on sediment transport on a larger time scale (>10⁶ years). Finally, climatic variations and their impact on morphology are hidden by active tectonics and are indistinguishable from rift activity at the time scale of this study.

3. Methods

High resolution multibeam bathymetry data, acoustic imagery and sub-bottom seismic lines were collected during the FanIndien 2006 and Tanzaval 2010 surveys (*R/V 'Beautemps-Beaupré'*). Multibeam bathymetric data were collected using the multibeam echosounder SIMRAD EM 120 (12 kHz) while sub-bottom seismic lines were acquired using the SBP 120 profiler. This system offers deep penetration and high resolution (1 m), with sweep

frequencies between 2.5 and 7 kHz. High resolution multibeam bathymetry (150 m of spatial resolution), backscatter (300 m of spatial resolution) and sub-bottom seismic were used to study the geomorphology of the channel and the turbidite lobes in the abyssal plain from 3500 to 4900 m water depth. Sedimentary echo-facies within the lobe area were established on the basis of the variations of backscatter values, and echo types were defined with sub-bottom seismic lines. These data covered the distal part of the system (from the east of the Davie ridge to the Somalia abyssal plain).

Proximal data (from the modern shelf edge to the base of the continental slope at ~3500 m water depth) was obtained by integrating the bathymetric data from Vanney and Mougenot's (1986) map, GEBCO data and the interpretation of the sea floor location through 2D seismic data (provided by TOTAL E&P). Due to data confidentiality, the seismic profiles used in this study could not be reproduced. We therefore present the interpolation of the bathymetric map between the coast and the Davie ridge resulting from these data (Figure II.2). The integration of bathymetric data and seismic data allowed us to identify the location and course of the submarine canyons and channels of the Rovuma-Rufiji turbidite system along the continental margin. 2D seismic profiles crossing the main submarine canyons and the Makonde basin were manually redrawn (Figure II.3). The data presented here shows the main seismic horizons and facies, the location of interpreted faults and the geomorphology of the present day seabed (Figure II.3).

4. Results

The general organization of the RRTS can be divided into three domains: the proximal area (continental shelf and upper continental slope, limited downslope by the Davie ridge) and the Tanzania channel, which correspond to the lower continental slope from the east side of the Davie Ridge to the Somalia abyssal plain (2500-4000 m water depth) and the distal area located in the Somalia abyssal plain (4000-4900 m water depth).

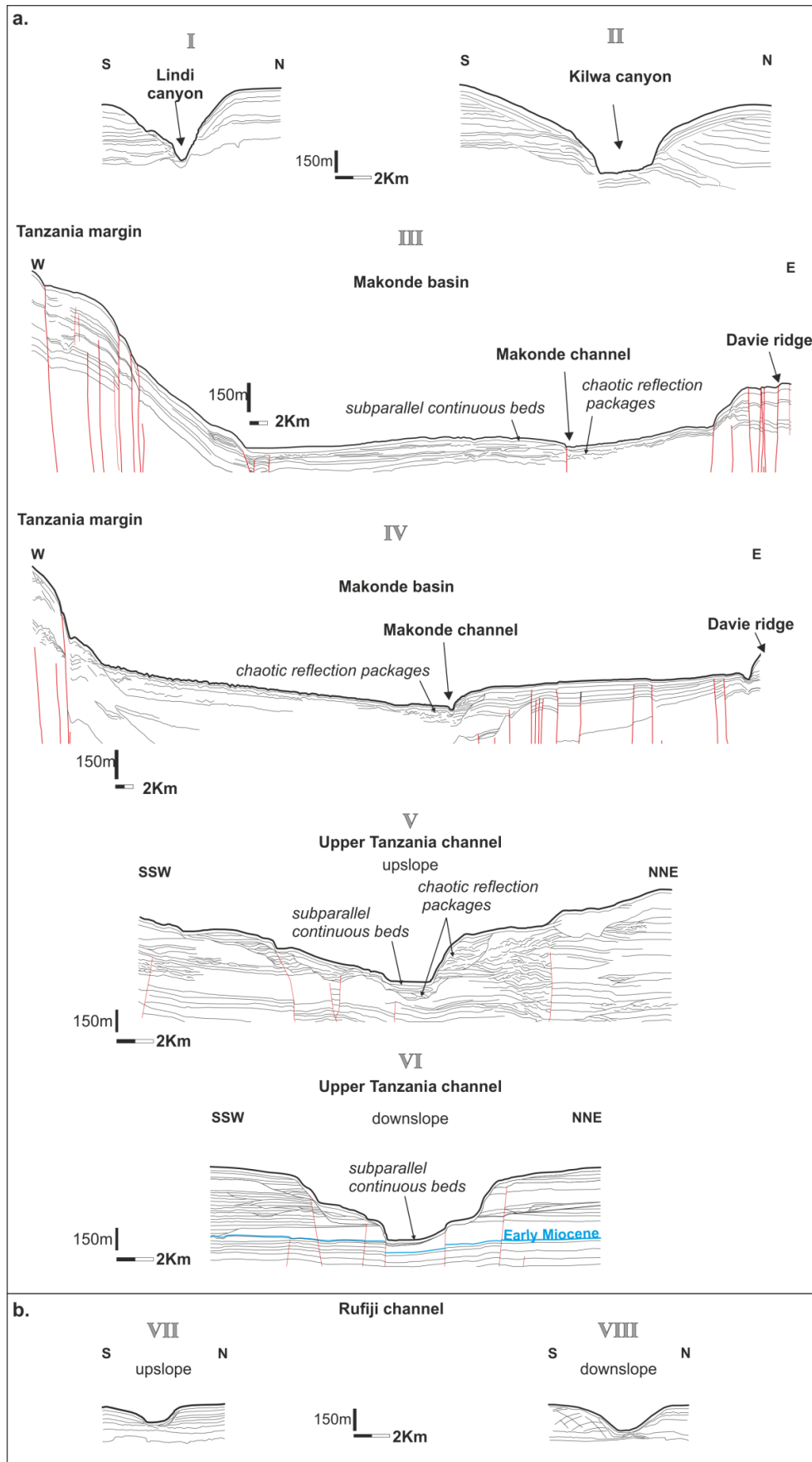


Figure II.3: Line drawings of oil seismic profiles. Locations of these profiles are indicated by bold black lines in Fig.II.2. Normal faults are in red. Early Miocene is defined according to Danforth et al. (2012).

4.1. The continental shelf and the upper slope

Bathymetric data show that the upper continental slope (0-3100 m water depth) of Tanzania is associated with several intraslope basins (e.g. the Makonde and Kerimbas basins) bounded to the east by the Davie Ridge (Figure II.1 and Figure II.2). A smaller intraslope basin (hereafter named the Kilwa basin) forms a small intraslope basin downslope connected to the Makonde basin (Figure II.1 and Figure II.2). The continental shelf and upper continental slope are highly incised by canyons (Figure II.2 and Figure II.3a.).

The proximal area can be subdivided into three main parts according to the location of the channelization: channelization in tectonic basins (Kerimbas, Makonde and Kilwa basins), channelization on the Davie Ridge and channelization near the Rufiji delta.

4.1.1. Channelization in tectonic basins

Kerimbas basin

The Kerimbas basin is a N-S orientated elongated and strait basin. It is located south of the Makonde basin and is limited to the west by the Davie ridge which forms an abrupt topographic barrier ~100 km from the coast (Figure II.2). The W-E orientated Kerimbas basin is supplied by fifteen 40 km-long canyons, and was named by Mougnot et al. (1989; Figure II.2). These canyons are connected upslope with small continental fluvial systems, and downslope with the Kerimbas basin at ~2 000 m water depth (Fig.II.3). A topographic relief between the Kerimbas basin to the south and the Makonde basin to the north (Figure II.2) has potentially limited northward sediment circulation.

Makonde and Kilwa basins

The Makonde basin has a N-S trend (Figure II.2). Seismic and bathymetric data in the Makonde basin show a relatively flat bottomed, subcircular basin, approximately 80-100km wide, with a channeled opening to the north-east (Figure II.2 and Figure II.3). This basin is wider and deeper (3200-3300 m deep) than the Kerimbas basin (2900-3000 m deep). Major normal faults bound the edges of the Makonde basin (Figure II.3.a., profiles III and IV).

At least seventeen canyons fed by four major watersheds converge in the Makonde basin (Figure II.2). Two of them originate from the mouth of the Rovuma River (Figure II.2). The 165 km long “Lindi canyon” (named by Mougnot et al., 1989) is located at the mouth of the Lukuledi River (Figure II.2, and Figure II.3a., profile I). The seismic profile shows a V-shaped thalweg, ~450 m deep and 400 m wide (Figure II.3a., profile I).

Upper slope canyons mainly fed by the Rovuma and Lukuledi catchments feed a downslope single channel (named the Makonde channel; Figure II.3a., profile IV) in the Makonde basin. The Makonde channel incise within dominantly subparallel seismic reflections and chaotic reflection packages below the channel could indicate local mass reworking and gravity deposits (Figure II.3, profile IV). The Makonde channel deepens toward the Makonde basin output (from ~20 m to ~60 m deep; Figure II.2). The channel orientation is shifted S-N to W-E in the north part of the Makonde basin as it widens and deepens to form a large and deep channel laterally constrained by normal faults (Figure II.3a., profiles V and VI).

To the north, canyons connected to the Mbemkuru and Matandu rivers and canyons located to the south of the Rufiji delta converge towards the Kilwa basin (1500 km², 2750 m water depth; Figure II.2), where they merge into a 3 km-wide and 600 m deep channel (named Kilwa canyon, Figure II.3a., profile II) which directly feeds the Makonde basin.

4.1.2. Channelization on the Davie ridge

The topographic elevation of the Davie ridge disappears north of 9°30'S (Figure II.2). Several channels are located on the eastern side of the Davie ridge, including the Nyerere channel (named by Mougenot et al., 1989) and the Mtwara channel, named in this study (Figure II.2). These channels are ~80-90 km-long and can reach 300 m-deep and 2 km-wide (Figure II.2). The dimensions of these channels are comparable with the Tanzania channel previously described by Bourget et al., (2008). The northernmost channel on the ridge has been named the "Mtwara channel". The connection between these channels and the Tanzania channel could not be determined due to the lack of seismic and multibeam bathymetric data (Figure II.2).

4.1.3. Channelization near the Rufiji delta

Bathymetric data show that several canyons incise the continental slope of the Rufiji delta and Mafia Island (Figure II.3). While some of these canyons (the southernmost) seem to feed the Kilwa and Makonde basins (Figure II.3), some follow a more northward course and feed a W-E flowing channel at 3700 m water depth, named the Rufiji channel (Figure II.2). This 300 km-long channel reaches 150 m depth and 270 m wide where the seismic profile VIII crossed the channel and appears to be U-shaped (Figure II.3b). Given the limited amount of data in this part of the basin, the connexion between the Rufiji channel and the Tanzania channel

remains uncertain, but available bathymetric data suggest that the Rufiji channel connects to the Tanzania channel around 8°5'S-42°5'E at 3660 m water depth (Figure II.2).

4.2. The Tanzania channel

The deep water Tanzania channel (2700-4500 m water depth) is 650 km long (Figure II.2 and Figure II.4). It can be divided into two parts (Figure II.4): the eastward orientated upper Tanzania channel in the lower continental slope, and the northeastward oriented lower Tanzania channel ending at the Somalia abyssal plain and previously described by Bourget et al., (2008). Distances indicated in Figure II.4 are measured from the outlet of the Rovuma river through the canyon, the Makonde channel and the Tanzania channel.

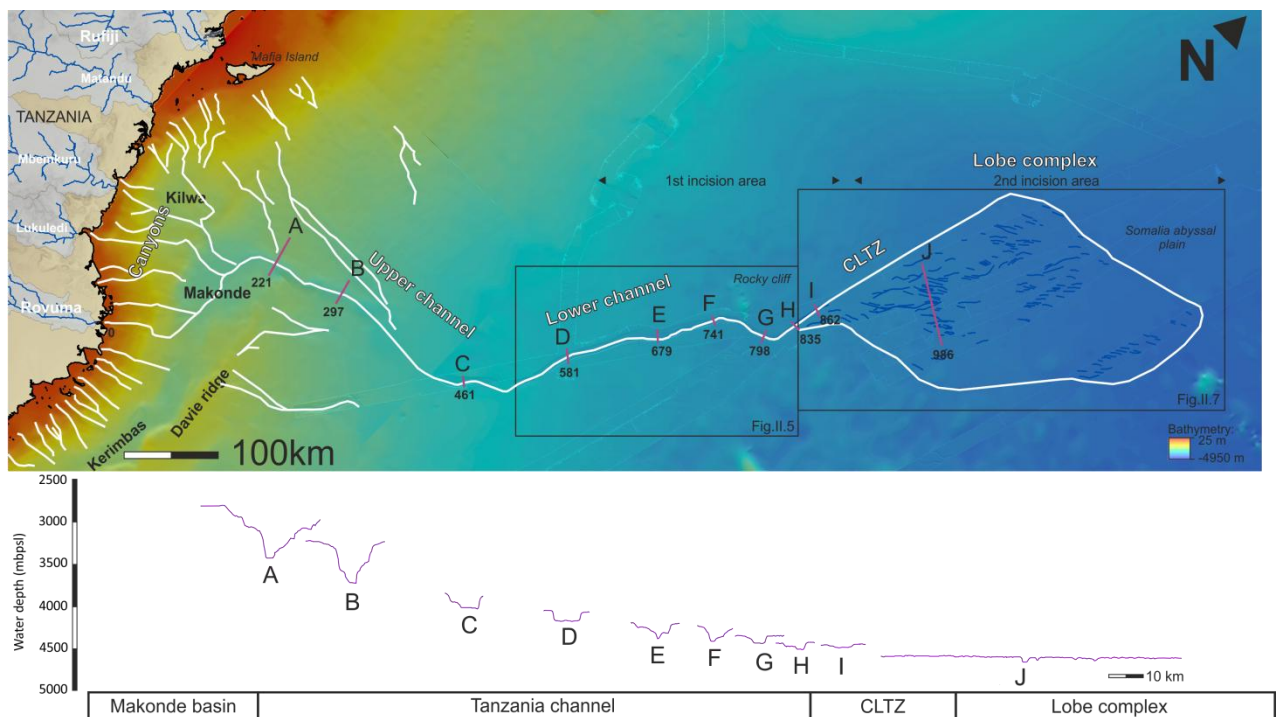


Figure II.4: Mozaic of bathymetry data of the Rovuma-Rufiji turbidite system. Bathymetric cross sections (A-J) show changing morphology from the Makonde basin output to the distal lobe. The numbers along the channel indicate the distance (km) from the coastline (Rovuma mouth). Black boxes indicate locations of Fig.II.5 and Fig.II.7. K.b.: Kilwa basin; M.b.: Makonde basin; K.g.: Kerimbass graben; D.r.: Davie ridge. “mbpsl”: meters below present sea level.

4.2.1. The upper Tanzania channel

The Tanzania channel is constrained by large normal faults to the east of the Makonde basin and incises dominantly subparallel continuous beds (Figure II.3a. profiles V and VI). It has a W-E orientation and a linear course for 180 km. Chaotic reflection packages along the edges of the channel indicate local over steepening and mass reworking. The upper channel is very incisive, and has a V-shape morphology with an 11 km-wide, 500 m-deep thalweg (Figure II.3, profile VI). The comparison between cross sections A and C (Figure II.4) shows

a transition from a V-shape morphology in the upper channel toward a U-shape morphology in the lower part of the channel, with a relatively flat thalweg which widens (5 km-wide for cross section C, Figure II.4). The depth of the thalweg gradually decreases (from 600 m depth for cross section A to 200 m depth for cross section C, Figure II.4).

4.2.2. The lower Tanzania channel

The channel changes its orientation to NNE at 520 km from the Rovuma outlet, following the general slope direction toward the Somalia abyssal plain (Figure II.4). The width and depth of incision of the channel decrease downslope: from 10 km wide and 140 m depth at 581 km to 5 km wide and 50 m depth at 835 km (Figure II.4, from cross sections D to H). At 660 km from the coastline and 4200 m water depth, the thalweg is re-incised by a small channel (Figure II.4, cross sections E and F and Figure II.5). The presence of a sea mount deflects the channel course eastward (Figure II.4 and Figure II.5). The re-incision was the result of regressive erosion due to the presence of the sea mount which modified the slope value and direction (Bourget et al., 2008).

Small levees have been identified on the sub-bottom seismic lines (Figure II.5, Profile 1). These small levees, the large channel and the transparent to chaotic facies on the floor of the thalweg attest that erosion and transport processes dominate in this channel (Figure II.5). The lower channel ends at ~850 km from the coastline and leads to the channel lobe transition zone (CLTZ).

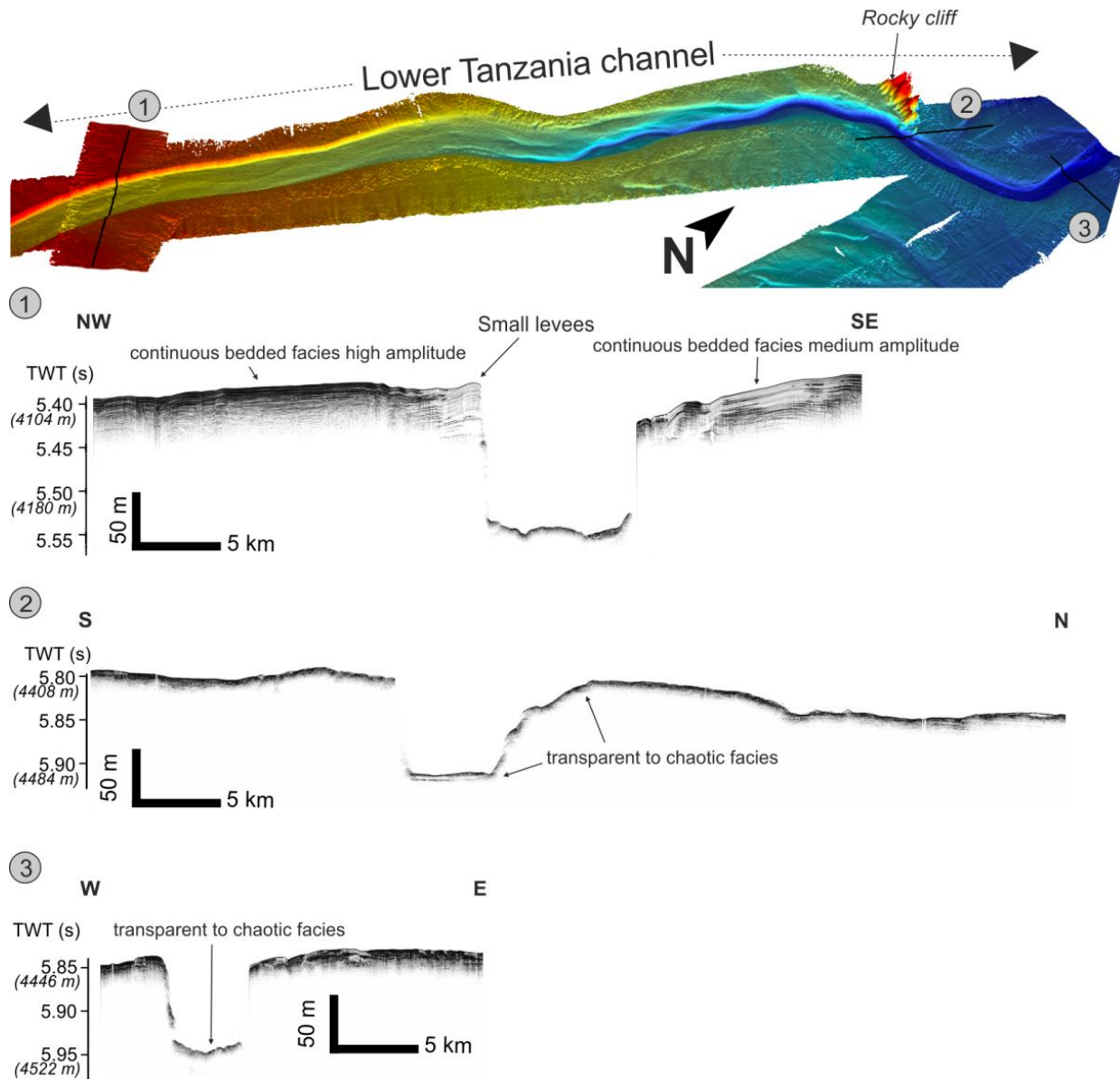


Figure II.5: 3D shaded bathymetry of the lower Tanzania valley and SbP120 seismic.

4.3. The distal area

To study the distal area in detail we used multibeam bathymetric and backscatter data together with sub-bottom seismic profiles (Figure II.8 and Figure II.9). The echofacies were classified according to the methodology of Loncke et al. (2008). Five echo types were identified on the basis of acoustic data (Figure II.6 and Figure II.7c.). The five echo types are grouped in 3 echo characters.

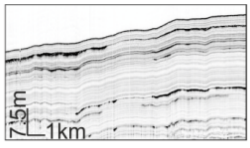
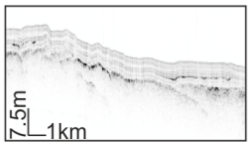
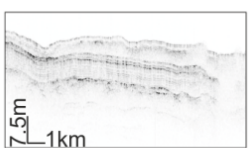
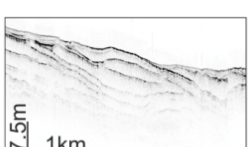

Echo Type	Designation	Interpretation (sediment type)	Sedimentary process
	Bedded B1 (regular or deformed)	Hemipelagites or fine-grained turbidites	Hemipelagic sedimentation or fine-grained turbiditic sedimentation
	Bedded B1 above Transparent T	Hemipelagites or fine-grained turbidites above ancient lobes	Hemipelagic sedimentation or fine-grained turbiditic sedimentation
	Transparent T1	Sandy lobes above hemipelagites or fine-grained turbidites	Turbiditic or concentrated flows Flow spreading
	Transparent bedded Tb	Sandy lobes	Turbiditic or concentrated flows Flow spreading
	Rough R	Erosion or sand in lobes associated with distributary channels	Turbiditic flows

Figure II.6: Classification of 3.5 kHz echo-types. Each echo-type has particular meanings and is generally associated with specific sediment types generated by specific sedimentary processes (Loncke et al., 2008).

- (1) The bedded echo character (B1) includes bottom echo types with parallel or wavy continuous sub-bottom reflectors (B1; Loncke et al., 2008; Figure II.6 and Figure II.8 profile 1). These are interpreted as hemipelagic sedimentation or fine-grained turbidite deposits.
- (2) Transparent echo characters (T1 and Tb, Loncke et al., 2008; Figure II.6 and Figure II.7c) include all echo types with transparent sub-bottom units with reflective erosive bases. Transparent Tb echo type is characterized by transparent stacked sub-units interpreted as sandy lobes deposited by turbiditic or concentrated flows (Figure II.6). Transparent T1 echo type is an overlapping of transparent units (lobes) bounded by erosive bases with high amplitude reflectors above hemipelagites (Figure II.6 and Figure II.7c).

- (3) Rough echo character (R) corresponds to prolonged sharp bottom echo types without sub-bottom reflectors and is generally associated with small incisions (Loncke et al., 2008; Figure II.7c. and Figure II.8, profile 2).

Bathymetric and backscatter maps enabled the identification of major incisions, lineations and structures in the distal part of the RRTS. Three backscatter types are discriminated on the basis of backscatter values and homogeneity (Figure II.7b.). Facies I is a homogeneous low value facies, facies II is a very low to very high value heterogeneous facies characterized by numerous lineations reaching several tens of kilometers-long and facies III is a low to medium value heterogeneous facies characterized by few lineations less marked in the backscatter map (Figure II.7b.).

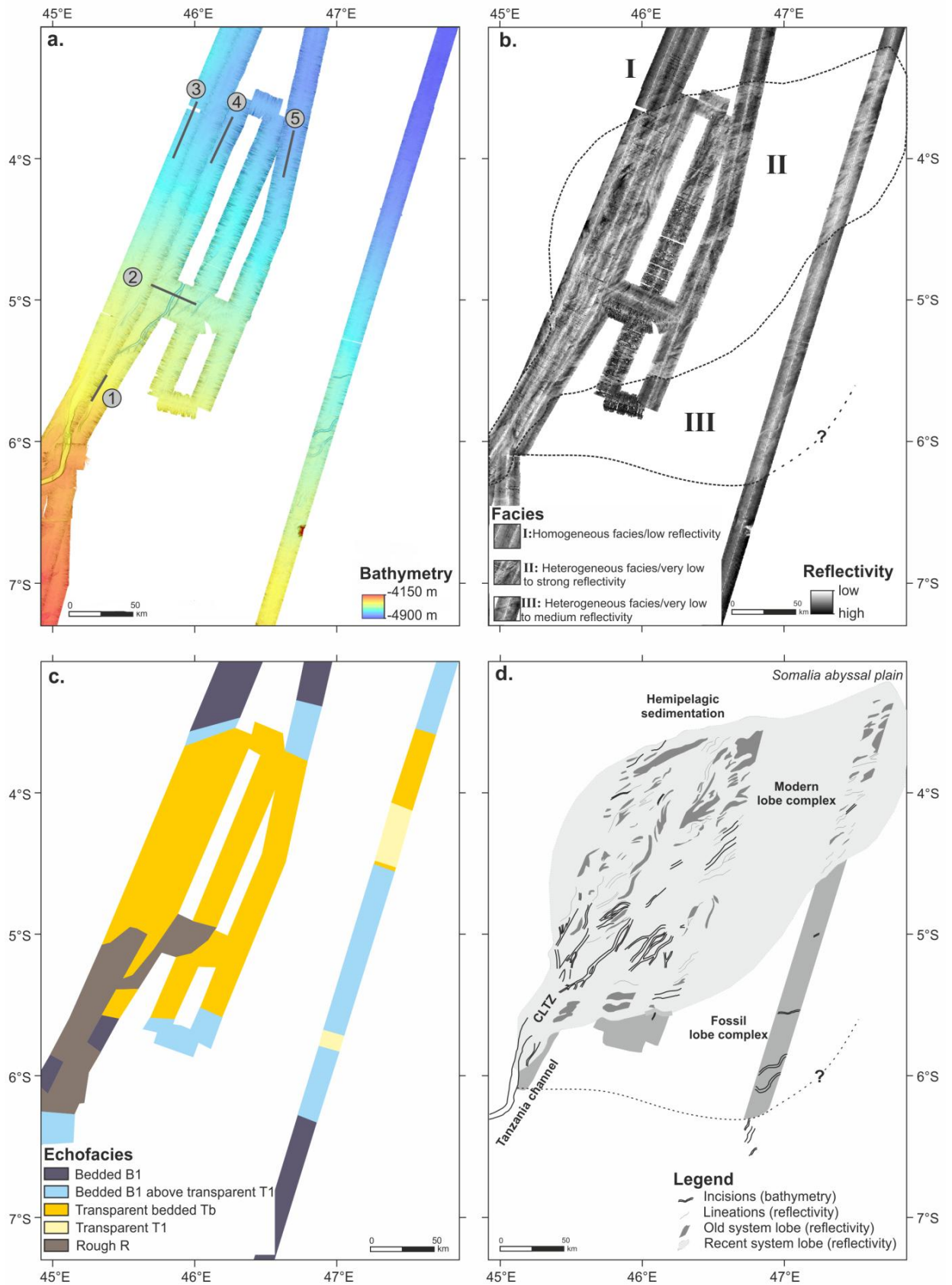


Figure II.7: Bathymetric (a) and backscatter (b) maps of the channel-lobe transition zone (CLTZ) and lobe area. Black lines and grey numbers indicate SBP120 seismic location (Fig. 9). Map c. is an interpretative map of echofacies described in Fig.II.6. Map d. is a schematic interpretation of the lobe complex area with bathymetry and backscatter data.

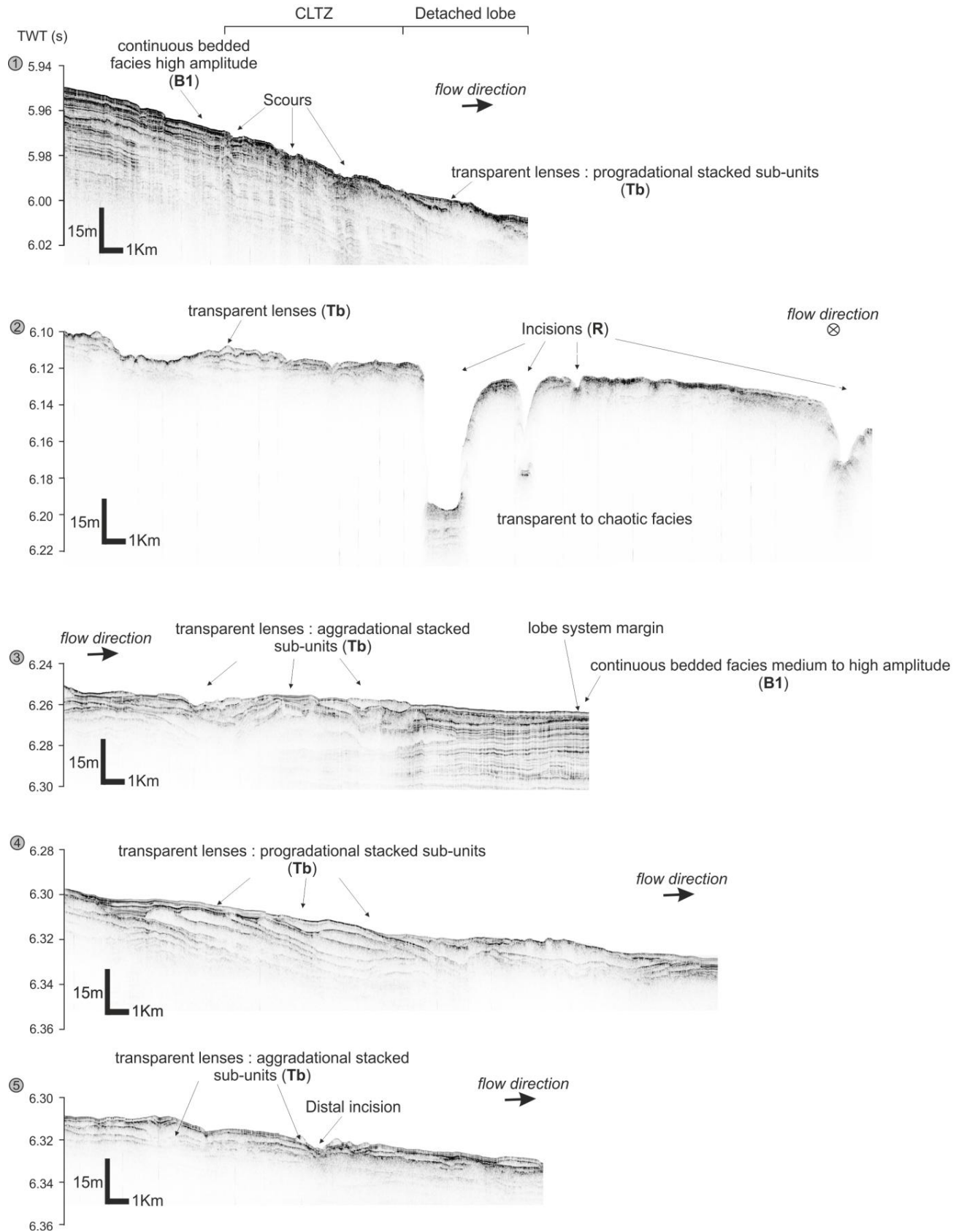


Figure II.8: SBP120 seismic in the Channel-Lobe Transition Zone (CLTZ; 1) and in the lobe complex (2; 3; 4 and 5).

4.3.1. *The channel-lobe transition zone*

The lower Tanzania channel gradually decreases in width and depth and totally disappears -at the scale of our bathymetric resolution- at ~4500 m water depth (Figure II.4, cross sections H to I). Several 800-1200 m-wide (downdip) and 1-2 m deep depressions interpreted as erosional scours are identified with sub-bottom seismic lines (Figure II.8, profile 1). These scours incise a continuous bedded seismic facies with high amplitudes (B1) interpreted as hemipelagic sedimentation or fine-grained turbidites over a downdip distance of 7 km (Figure II.8, profile 1). Downslope of this scoured area, deposits are associated with a transparent seismic facies (Tb) organized as ~1-2 km-long, and <5 km thick, corresponding to vertically stacked lobes (Figure II.7 and Figure II.8, profile 1).

The upstream part of this area corresponds to the disappearance of the Tanzania channel, whereas the downstream part corresponds to the beginning of the construction of the lobe complex, considered as the modern lobe complex because of the presence of the echo type Tb and the reflectivity facies II. These characteristics enabled us to identify the channel-lobe transition zone (CLTZ), which is the transition between channelized flows and unconfined flows (Mutti and Normark, 1987; Wynn et al., 2002). The presence of a CLTZ in a deep turbidite system attests to high energy flows, rich in sand with high proportion of mud, initiating a by-pass area (Mutti and Normark, 1987; Wynn et al., 2002). This CLTZ is located at ~850 km from the Tanzanian coastline and extends in the abyssal plain over a distance of 50 km downdip (Figure II.4).

4.3.2. *The lobe complex*

In the Somalia abyssal plain (4500-4900 m water depth), the dataset presented in Figure II.8 enabled us to distinguish an area mainly characterized by transparent echofacies (Tb and T1) and rough echofacies (R), bounded by bedded facies (B1): this area is the modern lobe complex of the RRTS (Figure II.7). The modern lobe complex of the RRTS (including the CLTZ) is ~400 km long, reaches 150 km in width, spreads over ~49 200 km² and reaches up to 30 m thick according to the CHIRP resolution. The terminology used for lobe geometry comes from Prélat et al. (2009) and Mulder and Etienne (2010). We used the term of lobe complex at basin scale and the term of lobe bed for depositional process.

This modern lobe complex is characterized by the association of facies II and Tb echo type (Figure II.7d). Transparent aggradational and progradational lenses are visible in Figure II.8 (profile 3, 4 and 5). They can extend downdip over 25 km-long in some areas and can reach a maximum thickness of 8 m. These transparent units are bounded by reflective erosive

bases. Lenses are continuous and sub-parallel and are interpreted as lobe beds (Figure II.8, profiles 2, 3, 4 and 5). Each lobe bed is separated by high amplitude continuous drape reflectors, interpreted as interlobes (Figure II.8, profile 3).

The heterogeneity of facies II in this area can be explained by lithologic and topographic variations but also by thickness variations of transparent lenses (Figure II.7b). Backscatter map shows many SW-NE lineations with low values in a high value facies (Figure II.7b) which could illustrate slight topographic variations between lobe beds (Figure II.8).

Bathymetric data associated with the rough echofacies shown by acoustic data enabled us to identify major incisions in the modern lobe complex (Figure II.7). These incisions are SW-NE oriented (Figure II.7). One of them is visible on Figure II.8 (profile 2) and reaches 50 m deep and 1.5 km wide. The bottom of these incisions is chaotic and the edges consist of aggradational stacked lobe beds (Figure II.8, profile 2). A 4 m-deep, 1 km wide incision is also visible in the NE distal part of the lobe complex (Figure II.8, profile 5), attesting to an erosive process in its distalmost part.

The lobe complex is dominated by lateral and vertical stacking of lobe beds toward the Somalia Abyssal Plain. Topographic compensation, progradation of elementary bodies toward the NE and incisions constitute the major processes in lobe sedimentation of the RRTS (Figure II.8).

The north part of the modern lobe complex is characterized by backscatter facies I and echo type B1 (Figure II.7). This area is the transitional area between modern lobe deposits and hemipelagic sedimentation with perhaps fine-grained turbidite deposits (Figure II.7d and Figure II.8, profile 3). The south of the modern lobe complex is defined by backscatter facies III and bedded B1 echo type above transparent T1 (Figure II.7). This area is interpreted as hemipelagic sedimentation or fine-grained turbidites covering ancient lobes and shows the lowest backscatter values within the modern lobe (Figure II.7).

It seems that the lobe complex has migrated northward over time. Moreover, distal incisions in the modern complex could attest to the presence of turbidity currents in the distalmost part of the system (Figure II.7a and Figure II.8, profile 5): the lobe complex might be more extended toward the NE in the Somalia abyssal plain.

5. Discussion

5.1. Architecture of the RRTS

In order to replace the RRTS architecture in a global source-to-sink context, we have compared this system to two major turbidite systems located at similar latitudes: the Amazon and the Congo turbidite systems (Figure II.9). We used the four main segments described by Sømme et al. (2009) to characterize the RRTS as a new “large active” source-to-sink system (Figure II.10): the catchment, the shelf, the slope and the basin floor.

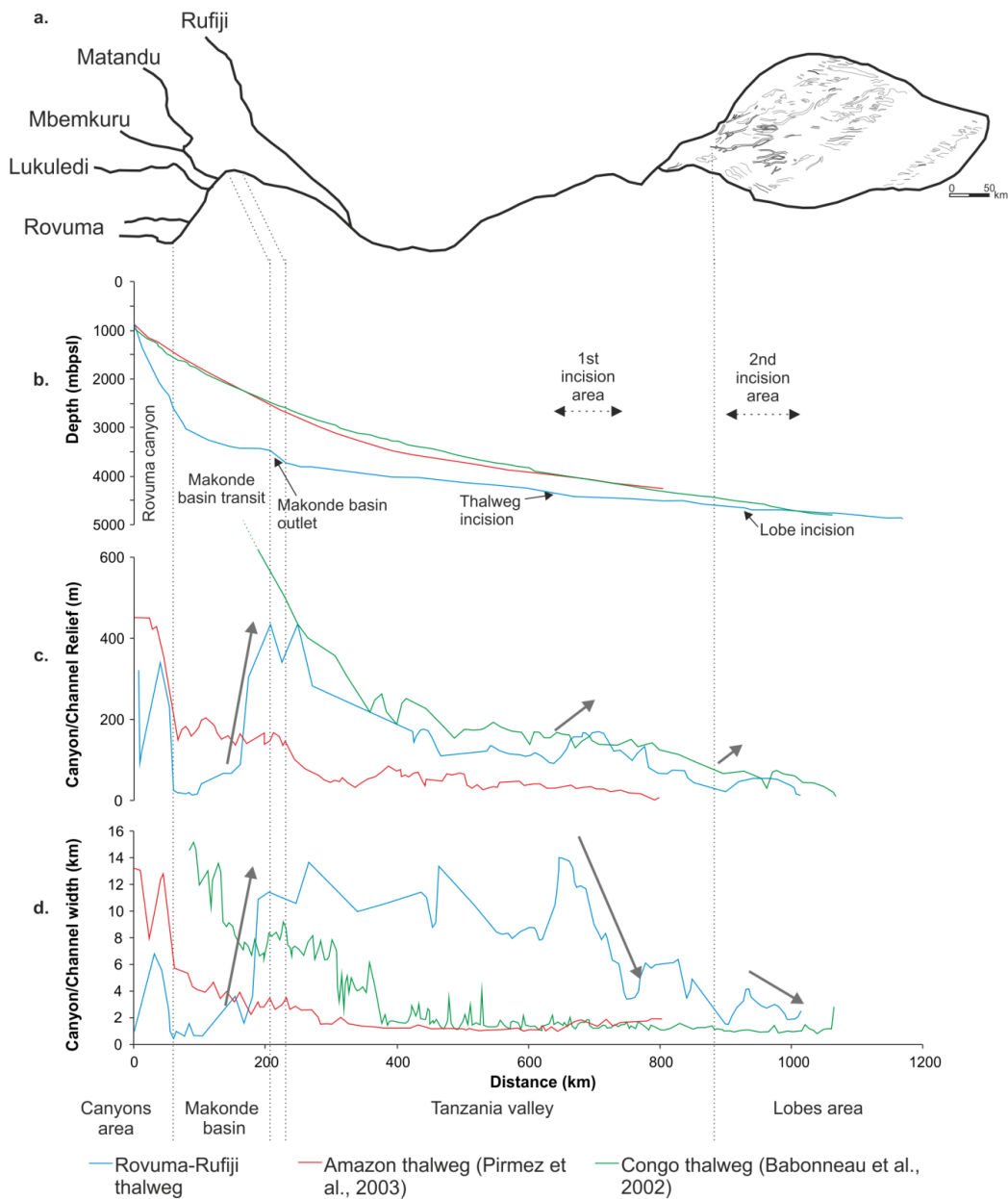


Figure II.9: a., Schematic representation of the Rovuma-Rufiji turbidite system; b., comparison of slope profiles in turbidite systems; c., comparison of canyon/channel relief; d., comparison of canyon/channel width.

5.1.1. Catchment

The catchments of the Amazon (7 050 000km², Franzinelli and Potter, 1983) and Congo (3 700 000 km², Van Weering and Van Iperen, 1984) rivers are respectively 13 and 7 times larger than the cumulative surface of the Rovuma-Rufiji drainage basins (around 370 000 km²). The average water discharges for the Congo river is ~40 000 m³/s v.s. 150 000 m³/s for the Amazon river (Sømme et al., 2009 and publications therein). The Rufiji river (representing 34% of the Tanzania catchment) discharges an average of 2500 m³/s (Dubi and Zanzibar, 2000) which is respectively 16 and 60 times lower than the Congo and the Amazon rivers.

The global catchment feeding the RRTS is relatively small compared to the Amazon and Congo drainage basins. Hence, the size of the catchment cannot explain the giant dimensions of this system.

5.1.2. Shelf

The continental shelf is an important transitional area between the catchment sediment supplies and the deep system because it can both store and export sediments toward the distal area. The width of the shelf depends on the relationship between relative sea level changes, sediment supply, subsidence and compaction. In general, small tectonically active turbidite systems such as the Var turbidite system or the Golo turbidite system have a narrow continental shelf (<15 km wide; Sømme et al., 2009 and publications therein), whereas large turbidite systems (located on passive and/or active margins) are characterized by a wide continental shelf –e.g. the Congo and the Amazon turbidite systems (> 50 km wide; Sømme et al., 2009 and publications therein).

Kenya/Tanzania/northern Mozambique margins are considered as conjugate transform margins (Coffin and Rabinowitz, 1992) which explains the lack of a large continental shelf, a smooth and regular continental slope with no break of slope nor glacis. Tanzania continental shelf is very narrow (3-10 km), except off the Rufiji delta (more than 40 km wide, Figure II.9b). The narrowness of the continental shelf /in Tanzania facilitates the connection between the catchment and the deep-sea system. The RRTS is an exception because it can be considered as a large active turbidite system with a narrow continental shelf. Moreover, tectonics are still active on the Tanzania margin, which can interrupt the development of the continental shelf and explain its width.

5.1.3. Slope

The Tanzania margin is characterized by a regular slope profile ($\sim 0.4^\circ$) until the Somalia abyssal plain. The concave-up, decreasing profiles of the margins of the Amazon and Congo turbidite systems obtained with Gebco bathymetry are typical of passive margin systems, with a well-marked continental slope around 2.2° and a glacis around 0.2° .

In the case of the RRTS, the slope segment is divided into three main areas: (1) the upper slope, incised by numerous canyons, (2) the intraslope tectonic basins (Kilwa, Makonde and Kerimbass basins) and the associated northern part of the Davie ridge, and (3) the lower regular slope, eastward of the ridge.

The upper slope: canyons

The multi sedimentary source of the RRTS consists of more than 10 canyons, draining almost 400 km of coastline. The canyon area in the RRTS system has a strong slope profile (1.5°), and canyon relief and width are relatively reduced (Figure II.9c and d).

In contrast, the Amazon and the Congo turbidite systems have a more regular and smooth continental slope ($\sim 0.5^\circ$, Figure II.9b). Canyon relief and canyon width are largely higher for both systems than for the RRTS (Figure II.9 c and d).

This may be caused by the multi-source pattern of the RRTS where flows are divided into several canyons, whereas the Congo and the Amazon turbidite systems are feed by only one major canyon which concentrates flows (Damuth et al., 1995, Droz et al., 1996; Rigaut, 1997; Figure II.9a).

Makonde and Kilwa basin

The Kilwa basin is an intraslope basin westward of the Makonde basin, draining flows from the Rufiji, the Matandu and the Mbemkuru (Figure II.2). It reconcentrates flows toward the Makonde basin. The Makonde basin is characterized by very low slope values (0.1°): it is an intraslope sedimentary basin shaped by the Davie ridge. The flat bottom of the basin explains the decrease in the slope profile (Figure II.9b.). The Makonde basin plays the role of a deep sea drainage basin (6000 km²) where continental supplies from Rovuma, Lukuledi, Mbemkuru, Matandu and Rufiji (canyons located south of the Mafia Island) are concentrated before taking a basinward direction (Figure II.2).

Lower slope: Tanzania channel

The outlet of the Makonde basin is clearly visible, with an abrupt break of slope profile and an abrupt increase of size (Figure II.3, profile V and Figure II.9b, c and d). The RRTS has

a single large and rectilinear channel: the Tanzania channel (Figure II.9a). It is characterized by a rectilinear slope profile, only marked by channel incisions. Decrease in the channel width and reincisions are also visible as the channel increases in relief (~650 km of the coastline, Figure II.9c, d). This channelization within Tanzania channel is interpreted as a balancing of the slope profile which is modified by the presence of a rocky cliff.

After the outlet of the Makonde basin, the channel relief for the RRTS is similar to the Congo channel (Figure II.9c). In contrast, channel width remains relatively constant throughout the Tanzania channel path, with sizes two to six times greater than the Congo and the Amazon channels (Figure II.9d).

The channel-levee parts of the Amazon and the Congo turbidite systems are composed of meandering distributary channel networks operating one by one: efficient flows are frequently deviated, gradually forming several channels (Damuth et al., 1983, 1988; Manley and Flood, 1988; Flood et al., 1991; Savoye et al., 2000). The RRTS has a large and unique channel: the Davie ridge constrains flows into this unique channel causing a strengthening of flows and explaining the size of the Tanzania channel near the outlet of the Makonde basin. The location of the Tanzania channel seems to be locked at the outlet of the Makonde basin, preventing avulsion in the distal part. The large dimensions of the Tanzania channel and the absence of significant levees attest to the efficiency and the erosive character of the RRTS.

5.1.4. Basin floor fan

The RRTS basin floor fan ends with the modern lobe complex, extending over 49 200 km² between 4400 and 4900 m water depth, at 850 km from the Tanzanian coastline. The lobe complex is characterized by a very low slope over the Somalia abyssal plain (0.05°, Figure II.9b). A break of slope indicates reincision processes in the lobe complex (Figure II.9b, c and d). The organization of the RRTS lobe complex is the result of the lateral shift of the depocenter, and the onlap geometry between prograding lobe beds suggests a northeastward migration process (Fig.8b. and d).

The RRTS basin floor fan is vaster than that of the Amazon turbidite system (extending over 25 000 km², Jegou, 2008), almost half of the surface of the RRTS lobe complex. The RRTS lobe complex is further from the coast and deeper than the Amazon lobe complex (680 km from the Brazilian coastline, 4100-4700 m water depth, Jegou, 2008).

The lack of avulsion of the Tanzania channel and the efficiency of its unique sedimentary source makes it the largest ultimate sink system. Moreover, distal incisions in the lobe complex favour the idea of an efficient turbidite system.

5.1.5. *General assessment*

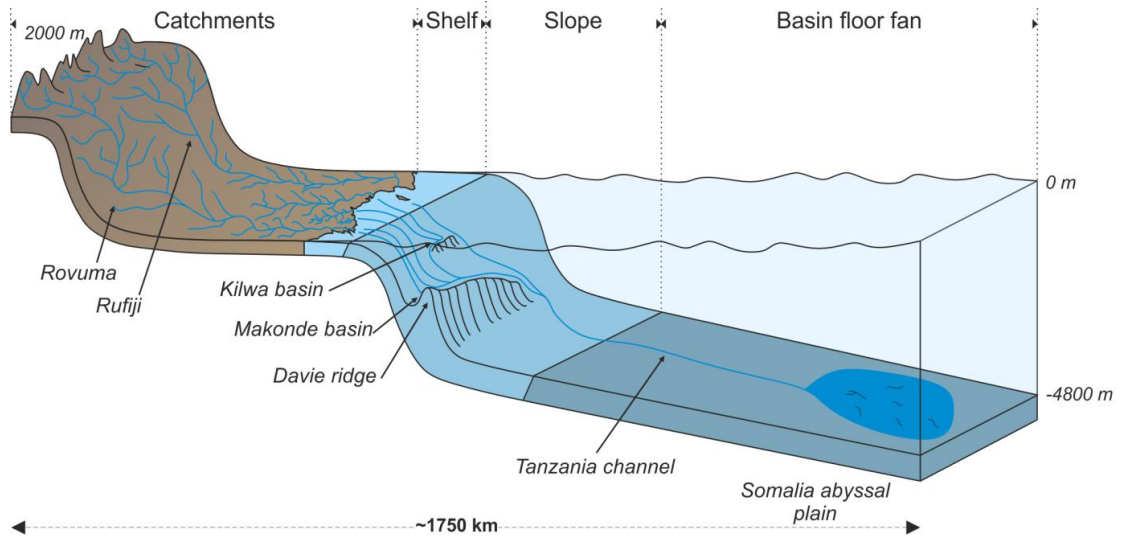


Figure II.10: Conceptual overview of a source-to-sink system in a tectonically active margin: the RRTS.

Dimensions of the RRTS are strongly different to those of more classic turbidite systems on passive margin (Figure II.9). Despite the difference of size of their catchments, the lengths of the three turbidite systems are similar (Amazon: 1100 km, Jegou et al., 2008; Congo: 760 km, Babonneau et al., 2002; Rovuma-Rufiji: 1200 km in this study; Figure II.9). Hence, oversizing of the RRTS cannot be explained by the size of drainage basins, other parameters are to be taken into account:

- (1) Tectonic activity in the catchment directly impacts erosional rates and sedimentary supplies in the deep system (Key et al., 2008; Said et al., 2015);
- (2) The morphology of the conjugate transform margin differs from a classic passive margin and modifies the extent of the turbidite system on the margin. The continuous and regular slope (> 1000 km long) propagates flows over long distances;
- (3) The RRTS is constrained to very low latitudes (<10°S), consequently Coriolis Effect is very weak on the flow migrations that can explain that there is no deviation of the Tanzania channel until the Somalia abyssal plain, which enhances the oversizing of the system;
- (4) In the case of the RRTS, there are transit basins between a large canyon network and the unique channel. Flows and sediments are reconcentrated into the Makonde basin, which acts as an intermediate submarine catchment between the canyons and the deep system (Figure II.10);

- (5) Davie ridge functions as a natural submarine barrier for continental sediment transfers and restricts sediment input into the deep system (Figure II.10). This submarine barrier explains the very low sedimentation rates on the rest of the margin (an average of 3.6cm/kyrs; Meynadier et al., 1995; Bourget et al., 2008; Bouvet, 2009) and the concentration of flows in intraslope basins with sedimentation rates between 13-73 cm/kyrs in the upper slope (Liu et al., 2016). Finally, sediments are mostly exported to the deep system through the Tanzania channel;
- (6) Faults and reliefs of the Davie ridge to the south cause an anchor point for the thalweg for the Tanzania channel thalweg at 3300 m water depth which prevents its lateral migration. The lack of avulsion in the Tanzania channel could explain the very important length of the RRTS and promote distal extension of the system over time.

Therefore, the RRTS is a very efficient system that can transport, erode and deposit more than 1 200 km of coastline (Figure II.4).

5.2. Initiation and recent activity of the RRTS

5.2.1. Construction of the RRTS

Danforth et al. (2012) interpreted lines of the East AfricaSPAN seismic program on the Tanzania margin and determined four mega-sequences. The most recent mega-sequence (Late Paleocene to Early Miocene) is coeval with the East Africa uplift (Danforth et al., 2012). The top of the last mega-sequence has been identified in our seismic profile and coincides with the Early Miocene (Figure II.3, Profile VI). According to the correlation between Danforth et al.'s (2012) study and our line, it seems that the Tanzania channel construction was initiated post-Early Miocene (Figure II.3, Profile VI).

Danforth et al. (2012) highlighted that offshore sedimentation between the Early Eocene and the Early Miocene was preferentially located near the Rovuma, Matandu and Rufiji river mouths. Since the Early Miocene, the renewed rifting phase and continental doming enhanced erosion processes in the catchments (Key et al., 2008), with uplift rates reaching 500-1000 m since 30 Ma and 300-500 m since 10 Ma in Tanzania. Sediment fluxes in the Tanzania margin increased from $\sim 0.8 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Myrs}$ during the Oligocene, to $2.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Myrs}$ during the Miocene (Moucha and Forte, 2011; Said et al., 2015). The offshore rift initiated its southward extension with the opening of the Kerimbasi basin and the gradual uplift of the Davie ridge since the Late Miocene (Franke et al., 2015).

The opening of the Tanzania channel was initiated by a tectonically active context within the catchment area, the source part of the system, and in the offshore slope. The increase of tectonic activity post-Early Miocene opened many/several basins during this period.

5.2.2. Recent activity of the RRTS

Sedimentary records in the Tanzania margin are relatively sparse. Only two previous studies have described the turbidite activity of the RRTS since the Last Glacial Maximum (Bourget et al., 2008; Liu et al., 2016). The first study concerned the Tanzania channel (~4200 m water depth; Figure II.1) and showed that turbidite activity stopped at 14 ka cal BP in the distal part of the system, in response to the post-glacial sea level rise that caused a deconnexion between the source and the deep system (Bourget et al., 2008). The second study led by Liu et al. (2016), focused on a sedimentary record located in the proximal part of the RRTS, on the edge of a canyon (655 m water depth; Figure II.1). They described enhanced turbidite activity during the last sea level rise, in phase with more humid climate in the catchment.

During sea-level lowstand, the relatively good connection between the catchment and the canyons drove turbidite supplies directly into the deep system and in the Tanzania channel, in agreement with Bourget et al.'s, (2008) study (Figure II.2, -120 m isobaths location). When the sea level rose at 14 ka cal BP, it induced a partial deconnexion within the source-to-sink system, between the catchments and canyons, but obviously also between the Makonde basin and the Tanzania channel, explaining the end of the turbidite activity recorded in the channel. During high sea level phases, sediments are mainly stored in subaqueous deltas as it is the case for the Indus and the Zambezi (Kolla et al., 1980; Prins et al., 2000). In the case of the RRTS, since 14 ka cal BP and coeval with the sea level rise and the highstand sea-level, sediment loads from the catchment get trapped in the delta and in the Kilwa and Makonde basins. Sediment supplies are not exported to the distal area anymore which is consistent with the increase of sedimentary activity observed by Liu et al. (2016) during this period in the proximal part of the system.

6. Conclusions

This study describes for the first time the architecture of a new major East African source-to-sink system in its entirety. The RRTS is one of the largest turbidite systems currently studied in the world, belonging to the “large active turbidite systems”.

The atypical morphology and the scale of this system suggest an evident link with the activity of the East African Rift. The development of this system is linked to an efficient source and feeder system and a strong structural control:

- Onshore tectonics have impacted sedimentary supplies in relatively small catchments with several phases of continental doming, directly affecting erosion rates and sedimentary transport toward the deep system;
- Initiation of the offshore rifting has affected the architecture of the Tanzanian conjugate transform margin: it confers an atypical morphology, unique to the RRTS;
- Intraslope basins act as deep drainage basins, reconcentrating flows toward the distal part of the system.

The distal part of the RRTS was initiated post Early Miocene, in a context of active rifting on the Tanzania margin.

Acknowledgments

Authors are grateful to the SHOM and to all the people involved in FanIndien and Tanzaval cruises. We gratefully acknowledge TOTAL for having made available some confidential data. We also acknowledge Eleanor Georgiadis who provides English-language support.

References

- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467. doi:10.1016/S0264-8172(02)00009-0
- Bassias, Y., 1992. Petrological and geochemical investigation of rocks from the Davie fracture zone (Mozambique Channel) and some tectonic implications. *J. Afr. Earth Sci. Middle East* 15, 321–339. doi:10.1016/0899-5362(92)90018-8
- Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E., 1985. *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag New York.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Ellouz-Zimmermann, N., Schneider, J., 2008. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel. *Mar. Geol.* 255, 179–185. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.002
- Bouvet, A., Vidal, L., Tachikawa, K., 2009. Variabilité des apports terrigènes au large de la Tanzanie au cours du Quaternaire. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement (CEREGE).
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M.H., Hancox, P.J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *J. Afr. Earth Sci., Phanerozoic Evolution of Africa* 43, 211–253. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.007
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Phaneroz. Evol. Afr.* 43, 379–410. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1992. The Mesozoic East African and Madagascan conjugate continental margins: stratigraphy and tectonics: chapter 12: African and Mediterranean Margins.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1988. Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 226, 1–79. doi:10.1130/SPE226-p1

- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa - Evidence from the Davie fracture zone and western Somali basin. *J. Geophys. Res.-Solid Earth Planets* 92, 9385–9406. doi:10.1029/JB092iB09p09385
- Damuth, J., Flood, R., Pirmez, C., Manley, P., 1995. Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (Sea Beam), high-resolution seismic and piston-core data. *Atlas Deep Water Environ.* 105–121.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *AAPG Bull.* 72, 885–911.
- Damuth, J.E., Kowsmann, R.O., Flood, R.D., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1983. Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan: Implications for fan growth pattern. *Geology* 11, 470–473. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<470:ARODCO>2.0.CO;2
- Danforth, A., Granath, J., Gross, J., Horn, B., McDonough, K.-J., Sterne, E., 2012. Deepwater Fans Across a Transform Margin, offshore east Africa. *Geo Expro.*
- Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeke, A.S., Temu, E.B., 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. *J. Struct. Geol.* 37, 161–180. doi:10.1016/j.jsg.2012.01.008
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 253–269. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<0253:MAREOT>2.3.CO;2
- Dubi, A., Zanzibar, T., 2000. Coastal erosion. *Present State Knowl. Mar. Sci. Tanzan. Synth. Rep. Tanzan. Coast. Manag. Partnersh. Sci. Tech. Work. Group* 5–42.
- Ebinger, C., 2012. Evolution of the Cenozoic East African rift system: Cratons, plumes, and continental breakup. *Reg. Geol. Tecton. Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins* 133.
- Emmel, B., Kumar, R., Ueda, K., Jacobs, J., Daszinnies, M.C., Thomas, R.J., Matola, R., 2011. Thermochronological history of an orogen-passive margin system: An example from northern Mozambique. *Tectonics* 30, TC2002. doi:10.1029/2010TC002714
- Fellah, 1981. Nannofossiles calcaires et stratigraphie de la couverture sédimentaire des rides de Davie et du Mozambique dans l'Océan Indien.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer New York, pp. 415–433.
- Franke, D., Jokat, W., Ladage, S., Stollhofen, H., Klimke, J., Lutz, R., Mahanjane, E.S., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., 2015. The offshore East African Rift System: Structural framework at the toe of a juvenile rift. *Tectonics* 34, 2015TC003922. doi:10.1002/2015TC003922
- Franzinelli, E., Potter, P.E., 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *J. Geol.* 23–39.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J., Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 86, 65–106. doi:10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004
- Gaina, C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J., Medvedev, S., Werner, S.C., Labails, C., 2013. The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics, Progress in understanding the South Atlantic margins* 604, 4–25. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.037
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Mar. Geol.* 285, 69–86.
- Jegou, I., 2008. Etude de la transition chenal-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône. Université de Brest.
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Mar. Geol.* 252, 62–77. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.004
- Key, R.M., Smith, R.A., Smelror, M., Sæther, O.M., Thorsnes, T., Powell, J.H., Njange, F., Zandamela, E.B., 2008. Revised lithostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic succession of the onshore Rovuma Basin, northern coastal Mozambique. *South Afr. J. Geol.* 111, 89–108. doi:10.2113/gssajg.111.1.89
- Kolla, V., Kosteki, J.A., Henderson, L., Hess, L., 1980. Morphology and Quaternary sedimentation of the Mozambique Fan and environs, southwestern Indian Oceans*. *Sedimentology* 27, 357–378. doi:10.1111/j.1365-3091.1980.tb01188.x
- Liu, X., Rendle-Bühning, R., Henrich, R., 2016. Climate and sea-level controls on turbidity current activity on the Tanzanian upper slope during the last deglaciation and the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 133, 15–27. doi:10.1016/j.quascirev.2015.12.002

- Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2008. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Mar. Pet. Geol.* 26, 711–723. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.02.010
- Loncke, L., Gaullier, V., Droz, L., Ducassou, E., Migeon, S., Mascle, J., 2008. Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: A general overview. *Mar. Pet. Geol.* 26, 633–646. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.03.010
- Macgregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *J. Afr. Earth Sci.* 101, 232–252. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.09.016
- Mahanjane, E.S., Franke, D., 2014. The Rovuma Delta deep-water fold-and-thrust belt, offshore Mozambique. *Tectonophysics* 614, 91–99. doi:10.1016/j.tecto.2013.12.017
- Malod, J.A., Mougénot, D., Raillard, S., Maillard, A., 1991. New constraints on the kinematics of Madagascar-tectonics structures of the Davie ridge. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II* 312, 1639–1646.
- Manley, P.L., Flood, R.D., 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. *AAPG Bull.* 72, 912–925.
- Mascle, J., Zitter, T., Bellaiche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., 2001. The Nile deep sea fan: preliminary results from a swath bathymetry survey. *Mar. Pet. Geol.* 18, 471–477. doi:10.1016/S0264-8172(00)00072-6
- Meynadier, L., Valet, J.P., Grousset, F.E., 1995. Magnetic properties and origin of upper Quaternary sediments in the Somali basin, Indian Ocean. *Paleoceanography* 10, 459–472. doi:10.1029/94pa03151
- Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nat. Geosci.* 4, 707–712. doi:10.1038/ngeo1235
- Mougénot, D., Hernandez, J., Virlogeux, P., 1989. Tectonic and volcanism in the submarine Kerimbass graben (Northern Mozambique continental margin). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 5, 401–409.
- Mougénot, D., Recq, M., Virlogeux, P., Lepvrier, C., 1986. SEAWARD EXTENSION OF THE EAST-AFRICAN RIFT. *Nature* 321, 599–603. doi:10.1038/321599a0
- Mpanda, S., 1997. Geological development of the East African coastal basin of Tanzania.
- Mulder, T., Etienne, S., 2010. Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Lobes Deep-Sea Turbid. Syst.* 229, 75–80. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.06.011
- Mutti, E., Normark, W.R., 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts, in: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology*. Springer Netherlands, pp. 1–38.
- Mwalyosi, R.B., 1990. Resource potentials of the Rufiji River basin, Tanzania. *Ambio* 16–20.
- Nicholson, S.E., 2000. The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Glob. Planet. Change, Paleomonsoon variations and terrestrial environmental change* 26, 137–158. doi:10.1016/S0921-8181(00)00040-0
- Normark, W.R., 1978. Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *AAPG Bull.* 62, 912–931.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yirgu, G., Ayalew, T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology* 36, 167–170. doi:10.1130/g24233a.1
- Posamentier, H., Erskine, R., Mitchum Jr, R., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, in: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer, pp. 127–136.
- Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *J. Sediment. Res.* 73, 367–388.
- Prélat, A., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology* 56, 2132–2154. doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01073.x
- Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A., Kenyon, N.H., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus Fan. *Mar. Geol.* 169, 327–349. doi:10.1016/s0025-3227(00)00086-4
- Raillard, S., Mougénot, D., 1990. Les marges de l’Afrique de l’Est et les zones de fracture associées: chaîne Davie et ride du Mozambique = East African margins and associated fracture zones, Davie and Mozambique ridges [WWW Document]. URL <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=145487> (accessed 11.13.14).
- Rigaut, F., 1997. Analyse et évolution récente d’un système turbiditique méandrique: l’éventail profond du Zaïre. PhD Brest Univ. Fr.
- Roberts, E.M., Stevens, N.J., O’Connor, P.M., Dirks, P.H.G.M., Gottfried, M.D., Clyde, W.C., Armstrong, R.A., Kemp, A.I.S., Hemming, S., 2012. Initiation of the western branch of the East African Rift coeval with the eastern branch. *Nat. Geosci.* 5, 289–294. doi:10.1038/ngeo1432

- Said, A., Moder, C., Clark, S., Abdelmalak, M.M., 2015. Sedimentary budgets of the Tanzania coastal basin and implications for uplift history of the East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.* 111, 288–295. doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.08.012
- Salman, G., Abdula, I., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sediment. Geol., Selected Topics Relating to the Indian Ocean Basins and Margins* 96, 7–41. doi:10.1016/0037-0738(95)00125-R
- Savoie, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.-F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.-C., Floch, G., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Kuhn, H., Landuré, J.-Y., Lasnier, C., Le Drezen, E., Le Formal, J.-P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouzé, H., Ondréas, H., Pelleau, P., Saget, P., Séranne, M., Sibuet, J.-C., Tofani, R., Voisset, M., 2000. Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango1 & 2 (marge Congo–Angola). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 211–220. doi:10.1016/S1251-8050(00)01385-9
- Segoufin, J., Patriat, P., 1980. Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. *CR Acad Sci Paris* 291, 85–88.
- Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Res.* 21, 361–387. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Mar. Pet. Geol.* 17, 125–135. doi:10.1016/S0264-8172(99)00064-1
- Van Weering, T.C.E., Van Iperen, J., 1984. Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 95–113.
- Vanney, J., Mougnot, D., 1986. Carte bathymétrique de l'Océan Indien: Marge Nord-Mozambique et Chaîne Davie: Publication Mission Recherche Terres Australes et Antarctiques Françaises. Paris Scale 1.
- Walford, H., White, N., Sydow, J., 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 49–63. doi:10.1016/j.epsl.2005.07.014
- Wynn, R.B., Piper, D.J.W., Gee, M.J.R., 2002. Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Mar. Geol.* 192, 59–78.

III. Hypothèse de formation du chenal de Tanzanie

3.1. Caractéristiques morphologiques et dimensions du chenal de Tanzanie

Le chenal de Tanzanie s'étend sur plus de 650 km de long, depuis le nord de la ride de Davie jusqu'à la plaine abyssale de Somalie (Figure III.1). Il peut être divisé en deux parties : (1) le chenal supérieur, ayant une orientation W-E sur 180 km de long, incisé en V et (2) le chenal inférieur, de direction NNE s'orientant vers la plaine abyssale de Somalie avec une morphologie en U (Figure III.1).

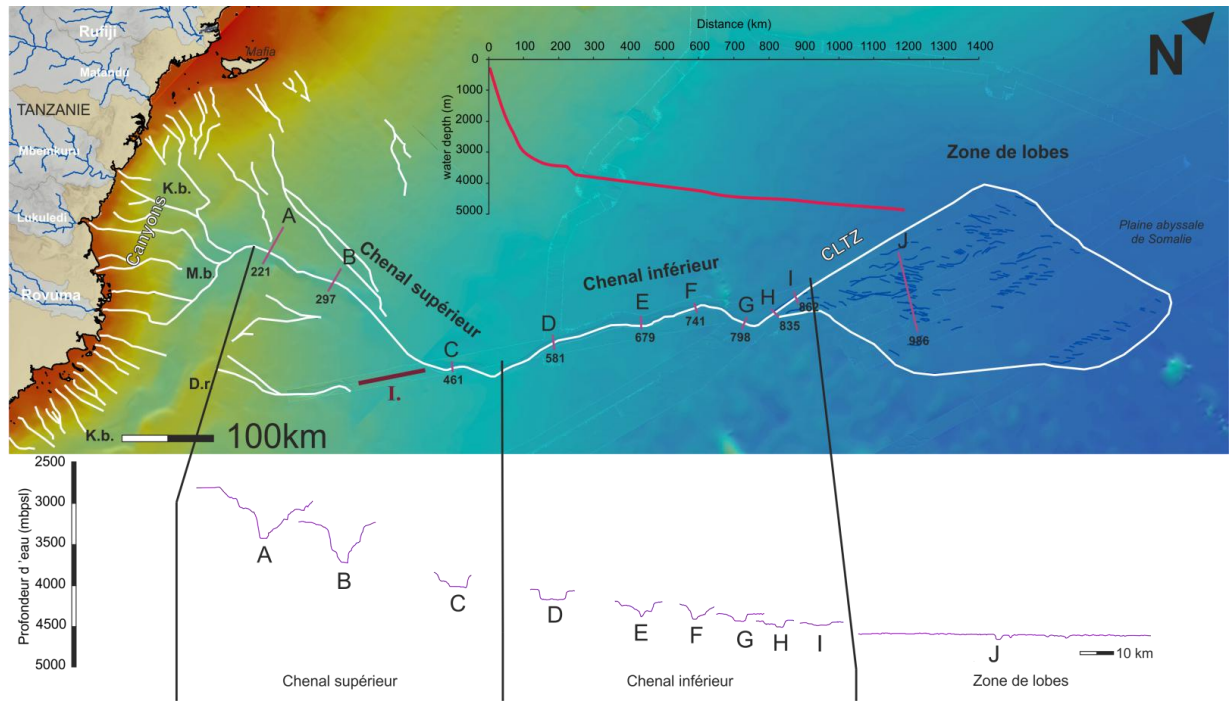


Figure III.1: Morphologie du chenal de Tanzanie. Profil de pente réalisé dans le chenal de Tanzanie, depuis l'embouchure du Rovuma jusqu'à la zone distale des lobes. Coupes du chenal de Tanzanie et de la zone de lobes (A à J).

Le chenal supérieur forme un talweg dont la largeur et la profondeur diminuent d'amont en aval :

- Profil A : le talweg mesure près de 25 km de large et incise sur près de 600 m de profondeur (Figure III.2).
- Profil B : le talweg mesure près de 11,5 km de large et incise sur 450 m de profondeur (Figure III.2).

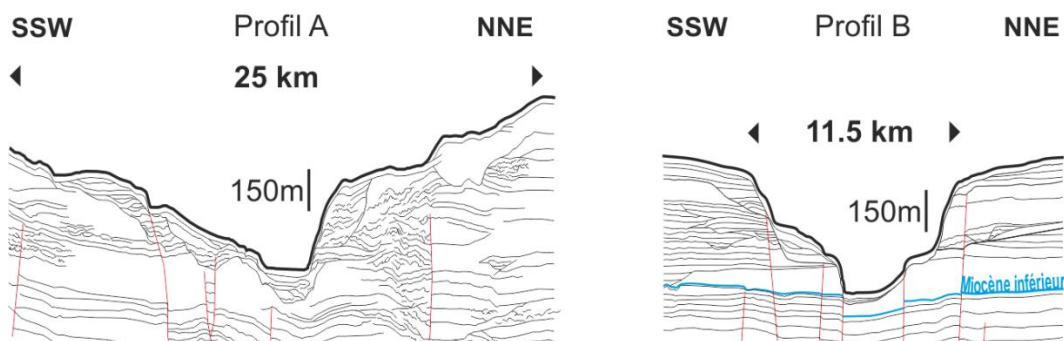


Figure III.2 : Interprétation des profils sismiques pétroliers au niveau des coupes A et B de la figure III.1.

Cette morphologie en V avec l'absence de levées construites témoigne du caractère très érosif de ce chenal dans sa partie proximale (Figure III.2). Des failles normales sont visibles à proximité des chenaux (Figure III.2) et peuvent avoir préférentiellement orienté les

écoulements et initié le chenal de Tanzanie. Sa morphologie en V passe progressivement à une morphologie en U au niveau du chenal inférieur (Figure III.1 ; Figure III.3).

Le chenal voit ses dimensions diminuer progressivement jusqu'à la zone de transition chenal-lobes (CLTZ). La partie inférieure du chenal passe ainsi d'un talweg de plus de 8 km de large et plus de 100 m de profondeur à ~580 km des côtes (Figure III.3, profil 1), à un talweg de plus de 5 km de large et 80 m de profondeur à ~800 km des côtes (Figure III.3, profil 3). Ce chenal inférieur, qui incise jusqu'à plus de 4500 m de profondeur, témoigne d'une grande efficacité du système turbiditique, dont les écoulements continuent à éroder à plus de 800 km des côtes.

3.2. Sédimentation à proximité du chenal de Tanzanie

A ~580 km des côtes (Figure III.3, profil 1), on observe la présence d'une levée sédimentaire relativement réduite sur le flanc nord-ouest du chenal (~6 m de relief par rapport au fond marin sur le flanc). La sédimentation de surface à proximité du chenal de Tanzanie sur ce même profil se caractérise par un faciès lité continu, pouvant correspondre à des dépôts de débordements turbiditiques. Le fond du chenal enregistre à cet endroit un faciès sourd (Figure III.3, profil 1). Le profil 2 de la Figure III.3 est localisé juste après un mont sous-marin atteignant plus de 550 m de haut par rapport au fond marin. Ce profil ne montre pas de faciès lité, mais plutôt un faciès sourd, de forte amplitude au niveau des flancs du talweg, avec une faible pénétration du signal. Le fond du chenal se caractérise à cet endroit par un faciès transparent correspondant à un dépôt sédimentaire en masse, sans structures sédimentaires apparentes (Figure III.3, profil 2). Le profil 3 de la Figure III.3 situé à environ 800 km des côtes montre que les rebords du chenal présentent un faciès lité quasi-continu, de forte amplitude, qui recouvre un faciès transparent. Le fond du chenal est là encore caractérisé par un faciès sourd (Figure III.3, profil 3).

Les faciès lités, visible sur les profils 1 et 3 de la Figure III.3, s'étendent sur ~25 m et 10 m d'épaisseur respectivement, recouvrant entièrement un faciès transparent. Ce faciès transparent qui s'étend sur 5 à 15 m d'épaisseur, montre la présence de plusieurs unités transparentes (mesurant chacune entre 1 et 4 m d'épaisseur), pouvant correspondre à des unités élémentaires de lobes décrites précédemment dans la partie II.

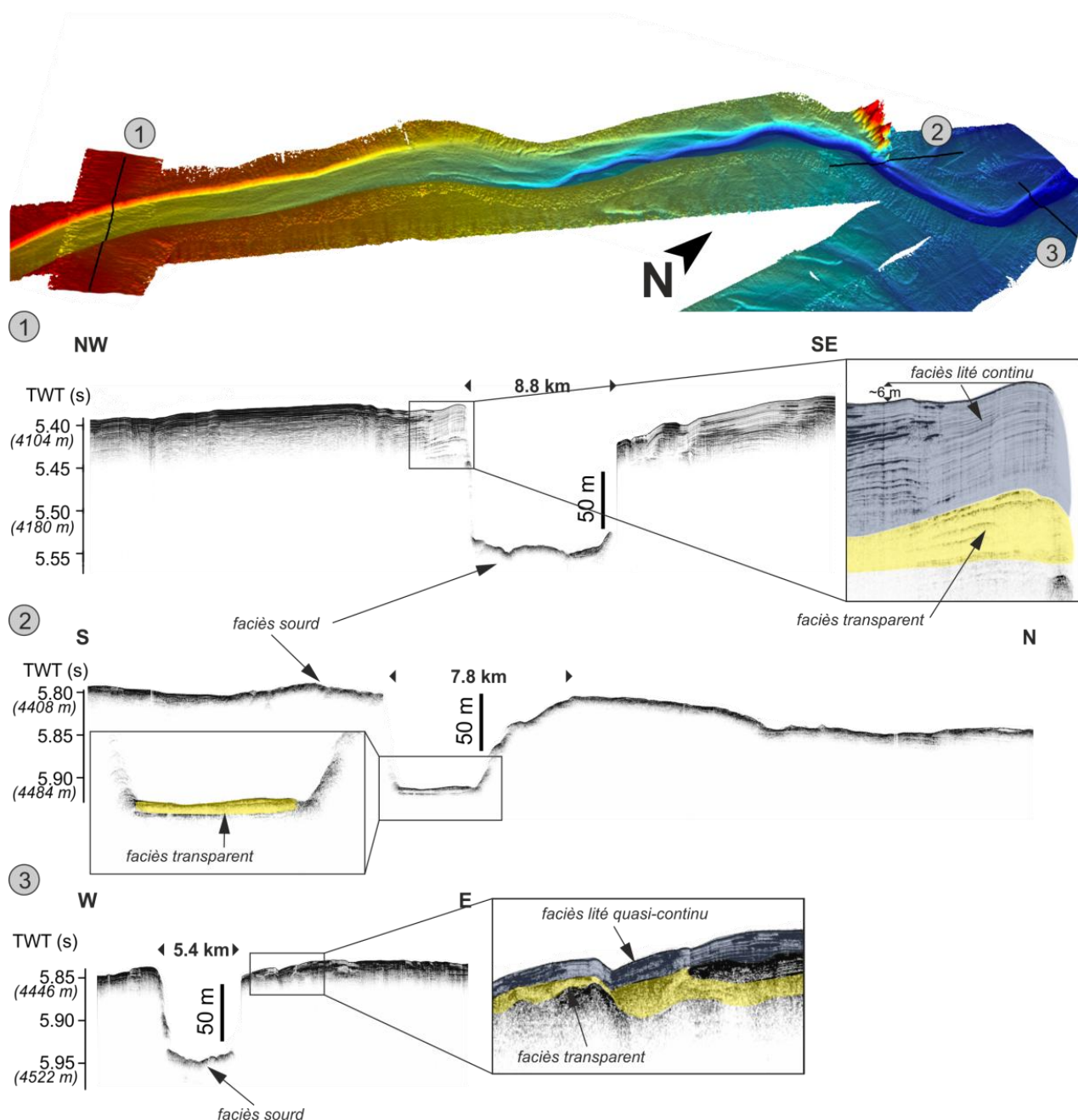


Figure III.3 : Morphologie du chenal inférieur. Bathymétrie et sismique CHIRP issues de la mission FANINDIEN (2006).

Cette sédimentation litée (turbiditique et/ou hémipélagique) recouvrant des dépôts d'unités élémentaires de lobes ne se retrouve pas uniquement sur les rebords du chenal inférieur (Figure III.4). Elle est présente également dans la partie supérieure du chenal, ce qui semble montrer une grande extension de cette alternance de faciès (Figure III.4, position du profil sur la Figure III.1). Le faciès lité présente une épaisseur relativement constante d'environ 25 m et recouvre ainsi des unités élémentaires de lobes, dont l'épaisseur totale d'empilement ne peut être que sous-estimée du fait de la faible pénétration du sondeur dans les sédiments grossiers. Chaque unité élémentaire semble cependant mesurer quelques mètres

d'épaisseur, comme celles observées sur la Figure III.3. Des lobes fossilisés sous plusieurs mètres de sédimentation turbiditique (ou hémipélagique) sont donc présents tout au long du chenal de Tanzanie.

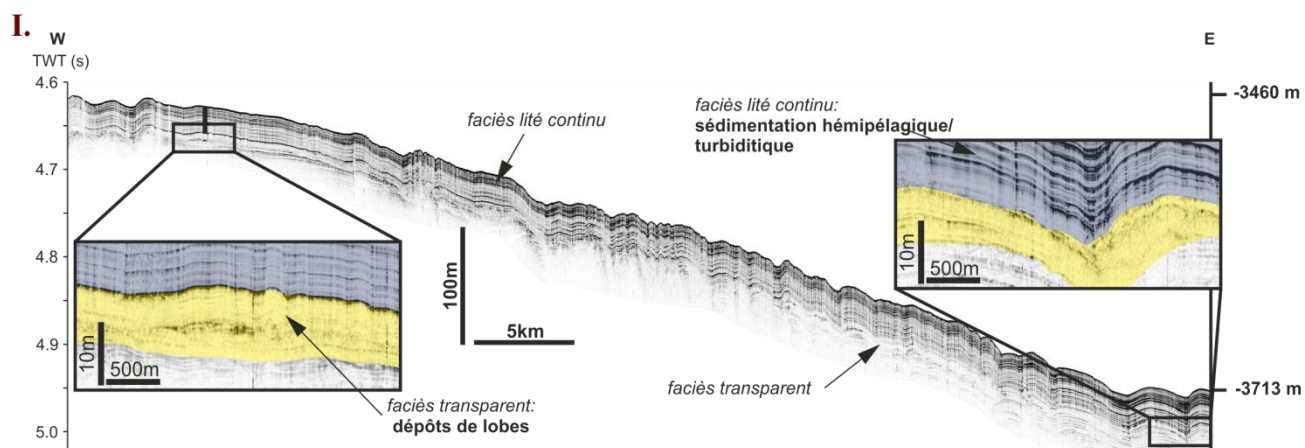


Figure III.4 : Profil CHIRP montrant la présence de lobes fossiles à proximité du chenal supérieur. La position du profil se trouve sur la figure III.1.

3.3. Chenaux secondaires dans la partie distale du chenal de Tanzanie

Entre la sortie du bassin de Makonde et le mont sous-marin localisé à 800 km de l'embouchure des fleuves, aucune avulsion n'est visible tout au long du chenal de Tanzanie.

En étudiant en détail les données bathymétriques situées dans la partie aval du chenal inférieur (à partir de 750 km des côtes tanzaniennes), il est possible de mettre en évidence la présence de plusieurs chenaux à l'ouest du chenal de Tanzanie, juste après le mont sous-marin et également d'une incision secondaire, localisée à l'est du chenal (Figure III.5). Les chenaux localisés à l'ouest du chenal de Tanzanie mesurent entre 2 et 3 km de large et incisent sur des profondeurs de 15 à 30 m. L'incision localisée à l'est du chenal de Tanzanie ne le rejoint pas dans sa partie amont (Figure III.5). Elle incise sur plus de 35 m de profondeur et présente un talweg de 600 m de large (Figure III.5).

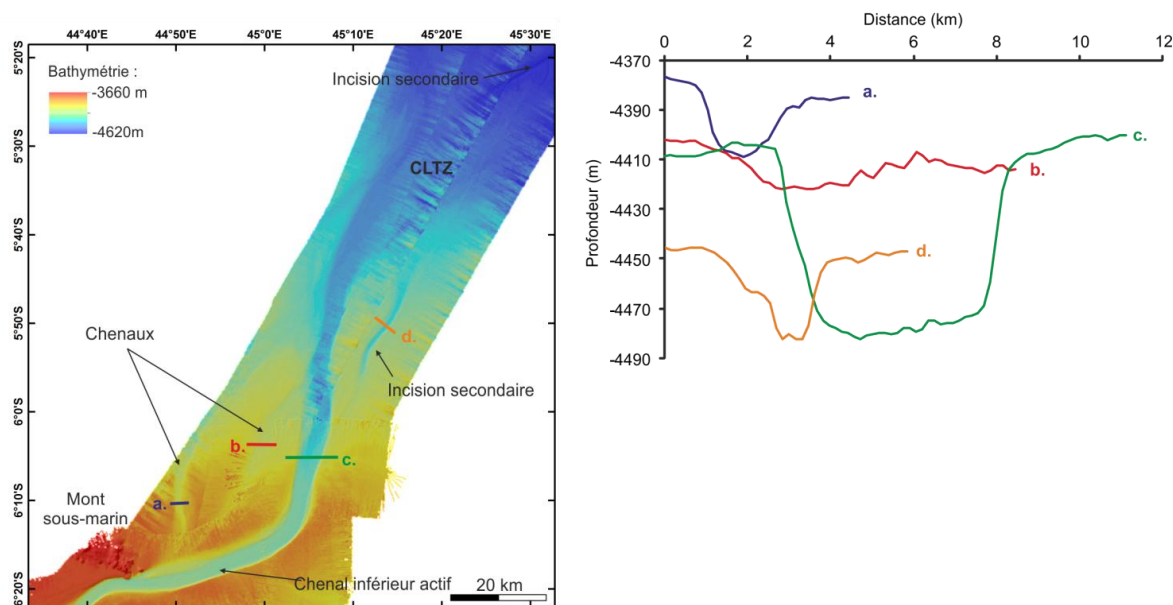


Figure III.5: Carte bathymétrique de la partie aval du chenal inférieur. Coupe des chenaux et incision.

Il semble donc que la partie très distale du chenal de Tanzanie présente plusieurs incisions et chenaux distributaires. Nous discuterons de leurs origines dans la partie suivante (3.5).

3.4. Incisions dans les lobes

La zone de lobe dans le système turbiditique du Rovuma-Rufiji se caractérise par plusieurs chenaux distributaires dont une ré-incision majeure à ~4540 m de profondeur, de l'ordre de 2 km de large et plus de 50 m de profondeur (Figure III.6a., b. et c.). Cette incision est visible dans les données sur au minimum 90 km de long (Figure III.6a. et b.). Deux profils bathymétriques ont été réalisés : l'un suivant le talweg du chenal principal jusqu'à la zone de ré-incision dans les lobes et l'autre sur son rebord gauche (Figure III.6d.). L'objectif de ces deux profils bathymétriques est d'étudier l'évolution du chenal et la mise en place des incisions au sein de la CLTZ. Le profil réalisé dans le chenal met en évidence la présence d'une première rupture de pente (Figure III.6d.), marquée par une augmentation de la pente de $0,02^\circ$ à $0,1^\circ$ (augmentation d'un facteur 5). Le replat en amont de cette rupture de pente correspond à la fin du chenal de Tanzanie (Figure III.6d.). La rupture de pente est suivie à nouveau par un replat, s'étendant sur près de 70 km de long, ayant une pente qui rediminue à $0,02^\circ$ (Figure III.6d.). Ce second replat, correspond à la zone de transition chenal-lobes décrite précédemment dans la partie II. Il est suivi vers l'aval par une seconde rupture de pente correspondant à une nouvelle augmentation de la pente d'un facteur 10 ($0,2^\circ$, Figure III.6d.). La localisation de cette rupture de pente coïncide avec la zone d'initiation de

l'incision majeure (Figure III.6b. et d.). On peut donc se demander si c'est la rupture de pente qui provoque l'incision, ou si c'est l'incision qui l'a créé.

Le profil bathymétrique réalisé sur le rebord gauche du chenal présente une pente assez régulière ($0,08^\circ$), à l'exception de la présence du mont sous-marin. Si avant le mont la profondeur du talweg est environ de 200 m d'amplitude, après le mont elle diminue de moitié jusqu'à ce que les deux profils se rejoignent à une profondeur d'eau d'environ 4525 m (Figure III.6d.). Les ressauts visibles dans le profil de pente du rebord du chenal correspondent aux passages dans les chenaux secondaires. L'endroit où les deux profils se rejoignent correspond à la zone d'initiation de l'incision (Figure III.6). L'amplitude de profondeur entre les deux profils est ensuite d'environ 85 m et est relativement régulière depuis l'incision et sur plusieurs dizaines de kilomètres (Figure III.6d.). La pente générale (cf. profil sur le rebord) est relativement constante tout au long du profil, tandis que le profil de pente du fond du chenal est perturbé par les deux ruptures de pente juste en amont et en aval de la CLTZ.

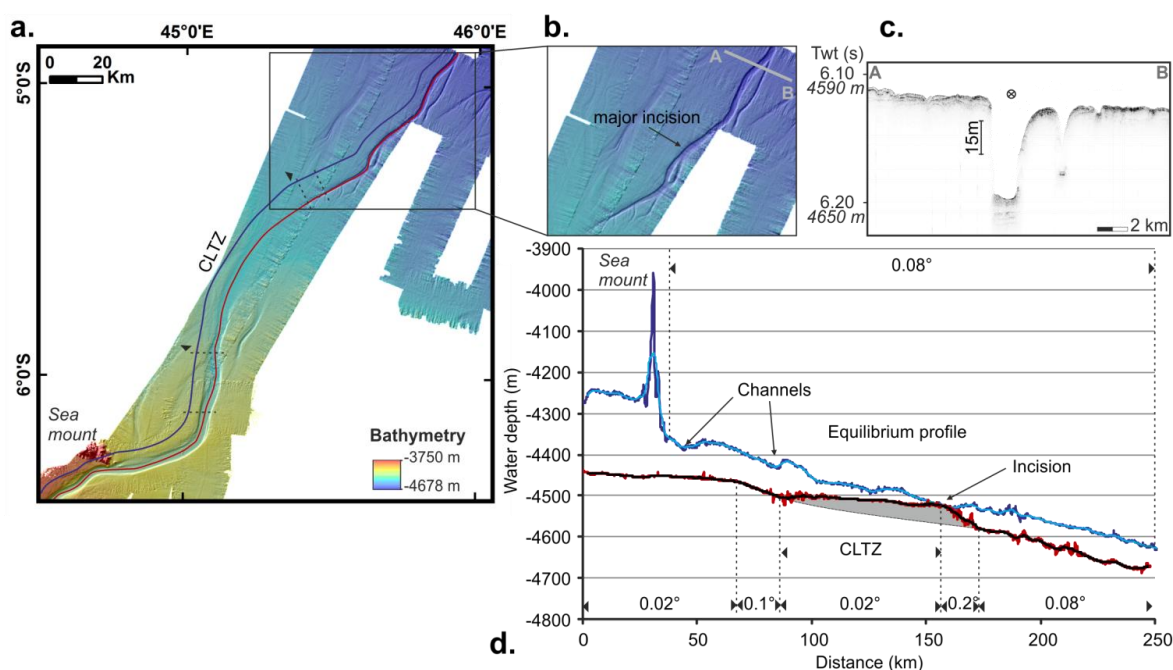


Figure III.6: a. : Carte bathymétrique de la zone de transition chenal-lobes et position des profils longitudinaux. b. : Zoom sur l'incision majeure visible dans les lobes et localisation du profil sismique. c. : Profil sismique CHIRP au niveau de l'incision majeure. d. : Profils de pente longitudinaux dans le fond du chenal (en rouge) et sur la levée gauche (en bleu).

Le chenal a donc tendance à surcreuser afin d'aplanir son profil longitudinal. La rupture de pente en aval de la CLTZ indique que le profil d'équilibre du chenal n'est pas encore atteint qu'il reste un volume important de sédiment à éroder dans la CLTZ pour trouver cet équilibre (Figure III.6d., zone grisée). Il semble donc que ce soit l'incision qui produise la rupture de pente. La présence de l'incision à proximité du chenal inférieur mais non connectée

à celui-ci laisse aussi à penser que des processus importants d'érosion ont lieu dans la partie distale du système (Figure III.5 et Figure III.6a.).

3.5. *Interprétations des données morphologiques et sédimentologiques sur le chenal de Tanzanie*

Kneller (2003) décrit les chenaux au profil d'équilibre négatif c'est-à-dire sous le niveau de base, comme étant des chenaux de type érosif. Ils sont généralement très rectilignes et présentent un fond relativement plat (Kneller, 2003 ; Figure III.7). Les chenaux érosifs se mettent en place dans les zones où la pente devient plus inclinée, accélérant ainsi les écoulements turbiditiques (Galloway, 1998).

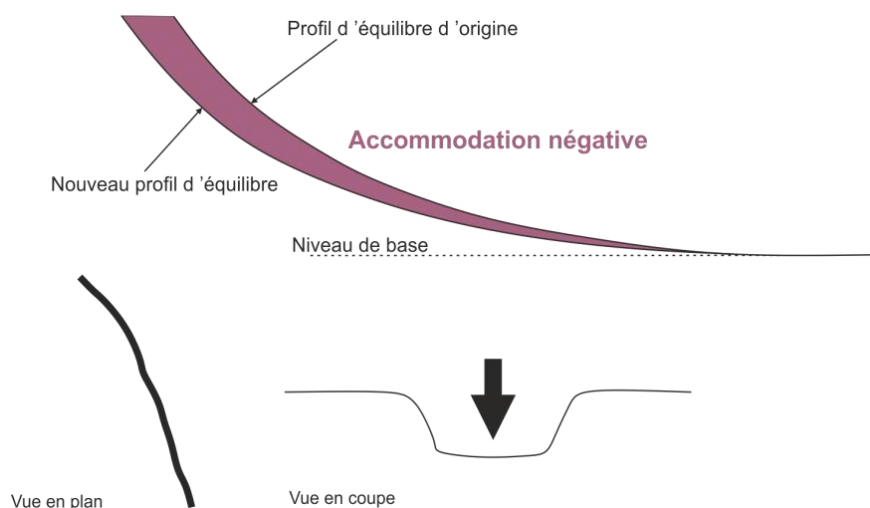


Figure III.7 : Schéma illustrant l'évolution d'un chenal de type érosif, vue de profil, en plan et en coupe. Modifié d'après Kneller, 2003.

A la sortie du bassin de Makonde, le chenal de Tanzanie est très rectiligne et ce sur près de 600 km de long. Son fond plat est situé bien en dessous du fond général de la zone (Figure III.1) : il s'agit donc typiquement d'un chenal érosif. De plus, il ne construit que très peu de levées sédimentaires.

La capacité d'érosion d'un chenal pour atteindre son profil d'équilibre dépend de la capacité de l'écoulement à éroder le fond marin (Kneller, 2003). Dans le cas d'un fond présentant une sédimentation très grossière, ou contenant des sédiments de granularité très différente (argile à galets, par exemple), l'érosion par les écoulements va être freinée, voire empêchée (Kneller, 2003 et références citées). Un chenal érosif est généralement alimenté par des sédiments sableux (Galloway, 1998) et se caractérise par un fond chaotique, avec la présence de dépôts sableux sur le fond et de la vase et des silts stratifiés sur les bords du chenal (Mutti et Normark, 1991).

Les profils sismiques CHIRP coupant le chenal de Tanzanie mettent en évidence ce fond chaotique, sans structures sédimentaires visibles sans doute en raison de la faible pénétration du signal dans des sédiments relativement grossiers (Figure III.3, profils 1 et 3). Le profil 2 de la Figure III.3 montre la présence d'un dépôt sédimentaire massif sur le fond du chenal, pouvant correspondre à un dépôt grossier. La carotte sédimentaire prélevée dans le fond du chenal et décrite par Bourget et al., (2008) montre bien la présence de dépôts turbiditiques sableux dans le fond du chenal. Ces dépôts turbiditiques sont bien triés (150-365 μm ; Bourget et al., 2008), ce qui facilite leur érosion par les écoulements suivants.

La présence de lobes fossiles tout au long du chenal de Tanzanie atteste d'une sédimentation turbiditique non confinée, depuis le début du chenal de Tanzanie et ce jusqu'à la plaine abyssale de Somalie (Figure III.3 ; Figure III.4). La sédimentation litée qui drapait ces lobes fossiles est de moins en moins épaisse d'amont en aval du chenal, ce qui laisse à penser que les lobes situés dans la partie amont du chenal sont plus anciens que ceux situés dans sa partie aval. Le chenal de Tanzanie aurait donc migré progressivement vers la plaine abyssale de Somalie.

Cette migration progressive du chenal s'est faite sans aucune avulsion jusqu'au mont sous-marin à plus de 800 km de l'embouchure des fleuves. Après le mont, les chenaux situés à l'ouest du chenal de Tanzanie, laissent à penser qu'ils correspondent successivement à l'ancien chenal de Tanzanie, qui aurait migré par avulsion au cours du temps (Figure III.5). Le chenal inférieur semble ainsi avoir avulsé au moins deux fois vers l'est (Figure III.8), mais ces avulsions sont limitées géographiquement à la partie distale du chenal. Se trouvant à de faibles latitudes, la force de Coriolis n'affecte pas ou très peu les écoulements et la migration du chenal. La présence du mont sous-marin de plus de 550 m de haut par rapport au fond marin semble favoriser les avulsions. Un phénomène similaire a déjà été observé au sein du système turbiditique celtique (golfe de Gascogne), où la présence de l'escarpement de Trévélyan dévie le chenal de Whittard tout en entraînant plusieurs avulsions de celui-ci (Zaragosi et al., 2000).

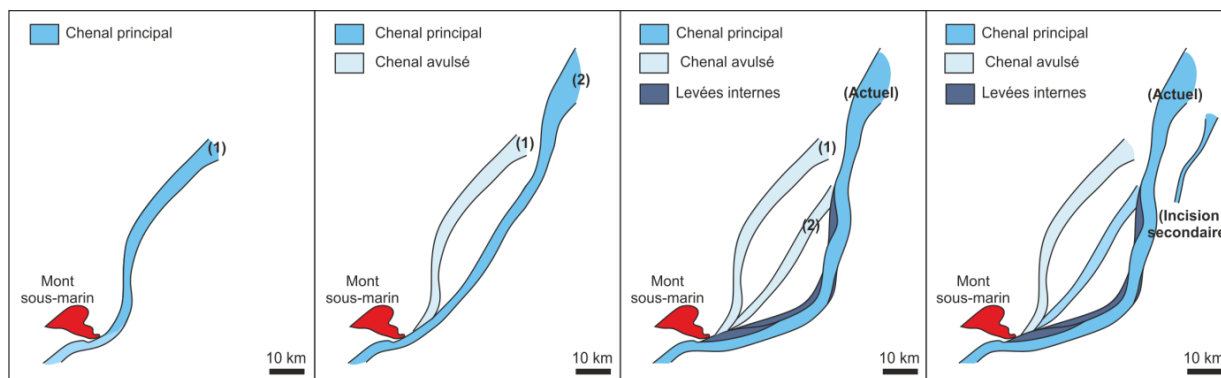


Figure III.8 : Hypothèse d'évolution du chenal de Tanzanie dans sa partie aval.

En déviant les écoulements, le mont sous-marin doit probablement augmenter les débordements. Il joue en effet le rôle d'une barrière naturelle qui va ainsi freiner les écoulements, qui en ralentissant, vont augmenter leurs hauteurs et déborder plus facilement. Le rebord gauche du chenal est d'ailleurs deux fois moins haut après le mont sous-marin (Figure III.6), favorisant ainsi les risques d'avulsions à cet endroit.

A la fin du chenal, les écoulements atteignent la CLTZ, où ils ne sont plus confinés (Fournier et al., 2016, *soumis*). Ce changement de l'état de l'écoulement entraîne donc un ressaut hydraulique, par réajustement de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement (Mulder and Alexander, 2001). L'inclinaison de la pente, qui diminue rapidement dans la CLTZ, entraîne (1) une forte augmentation de la turbulence, ce qui va fortement dissiper l'énergie de l'écoulement, (2) une forte baisse de la vitesse de l'écoulement, associé à une augmentation de son épaisseur et (3) une augmentation de l'érosion sur le fond, en réponse à l'augmentation de la turbulence (Komar, 1971; Garcia and Parker, 1989).

Des incisions majeures sont visibles à la fin de la CLTZ, mises en place par ces ressauts hydrauliques (Figure III.6). Le profil de pente au niveau de la CLTZ est donc en déséquilibre entre la fin du chenal de Tanzanie et l'incision majeure visible dans les lobes (Figure III.6).

Des données de profils de pente réalisés tous les ans dans un chenal turbiditique au large de la rivière Fraser (Canada ouest) mettent en évidence ce processus d'accommodation négative du fond du chenal, qui érode par endroit entre les années 2002-2003 (Hill, 2012, zones grisées sur la Figure III.9). Cette propagation du chenal en amont est expliquée par un processus d'érosion régressive (Hill, 2012).

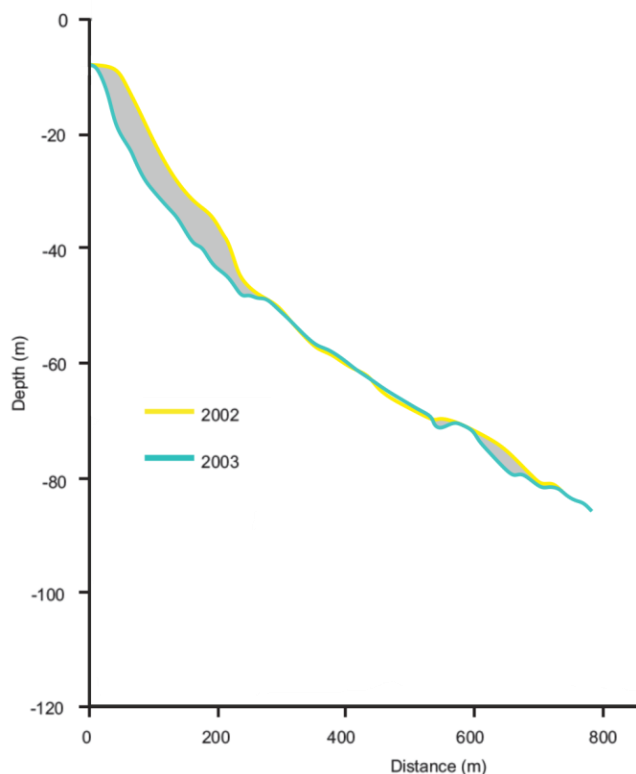


Figure III.9 : Processus d'accommodation négative dans un chenal turbiditique à l'embouchure de la rivière Fraser (Canada ouest, Hill, 2012).

Ce processus d'érosion régressive a été décrit plus couramment dans les canyons sous-marins : un écoulement turbiditique provoque l'incision d'un canyon, qui remonte ensuite la pente par glissements régressifs successifs (Pratson et al., 1994; Pratson et Coakley, 1996). Le modèle sédimentaire de Pratson and Coakley (1996), simule l'érosion régressive dans un canyon et montre ainsi la propagation de celui-ci

vers l'amont du système (Figure III.10).

La morphologie dendritique d'un canyon formé par érosion régressive présente des similitudes avec la morphologie de l'incision majeure de la zone des lobes du système turbiditique du Rovuma-Rufiji (Figure III.10). Elle est formée en effet dans sa partie amont par de multiples petites incisions dendritiques qui alimentent l'incision principale.

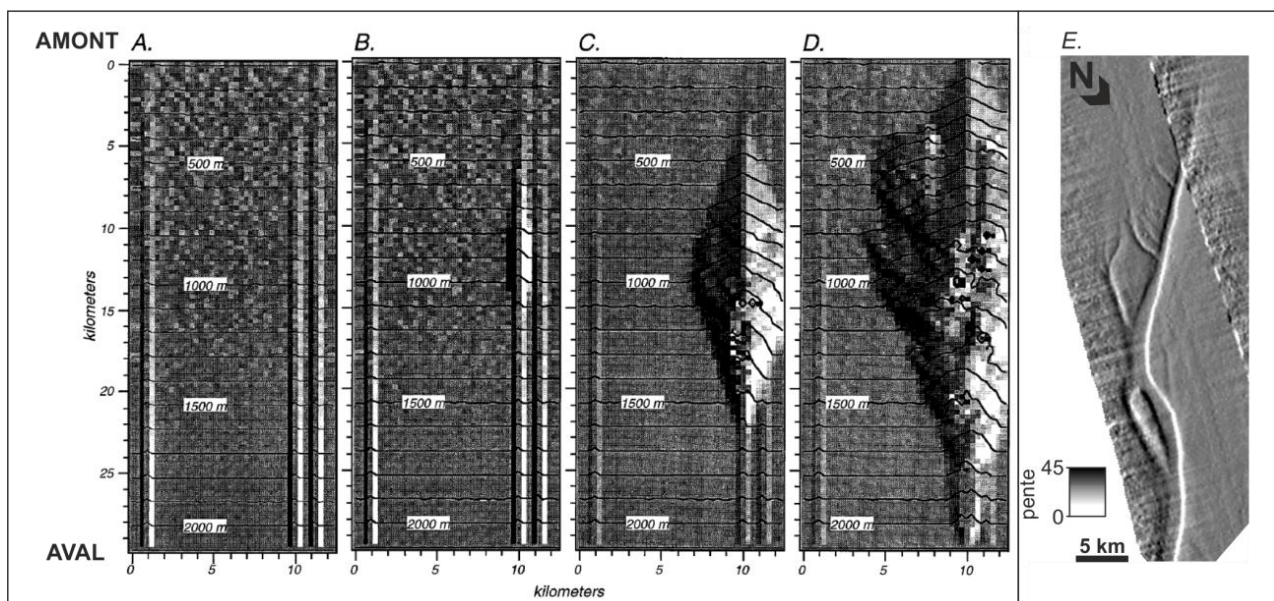


Figure III.10 : A, B, C et D : simulation montrant l'évolution par érosion régressive d'un canyon sous-marin (Pratson et Coakley, 1996). E : Carte des pentes de l'incision majeure dans la zone de lobes du système turbiditique du Rovuma-Rufiji.

Combinés, le profil de pente dans l'incision majeure de la zone des lobes (Figure III.6d.) et la morphologie de l'incision (Figure III.10) laissent à penser qu'elle pourrait évoluer par érosion régressive vers la CLTZ. Pour atteindre le profil d'équilibre du chenal de Tanzanie, il faudrait donc que l'incision majeure dans les lobes érode la CLTZ sur 70 km (Figure III.6d., zone grisée) et rejoigne la partie aval du chenal de Tanzanie.

Ce processus d'incision suivi d'une érosion régressive dans la zone des lobes entraînant sa connexion avec le chenal principal semble être un processus possible pour expliquer le développement vers l'aval de chenaux turbiditiques érosifs présentant des levées très réduites. Il pourrait être à l'origine de la formation du chenal de Tanzanie et expliquer ainsi l'absence d'avulsions du chenal et sa morphologie très rectiligne.

3.6. Modèle d'évolution et de construction du système turbiditique du Rovuma-Rufiji

3.6.1. Partie proximale : la pente continentale

Les systèmes turbiditiques mis en place sur des marges actives se caractérisent par une forte pente pouvant alimenter un bassin confiné par un relief tectonique sur la marge. Un modèle de remplissage de bassins par des apports turbiditiques proposé par Sinclair et Tomasso (2002) dans le cas de bassins sédimentaires confinés, s'organise selon 4 phases (Figure III.11) : (1) les écoulements sont tout d'abord confinés dans le bassin intra-pente et peuvent être déviés vers les extrémités du relief ou réfléchis par celui-ci (Figure III.11, A) ; (2) suite à un comblement progressif du bassin, les écoulements peuvent déborder par-dessus le relief dans le bassin adjacent (Figure III.11, B) ; (3) le débordement qui va éroder et inciser le relief, met en place une chenalisation pérenne au travers de la ride (Figure III.11, C) et (4) les deux sous-bassins sont comblés, entraînant la progradation de systèmes chenaux-levées à la surface (Figure III.11, D) .

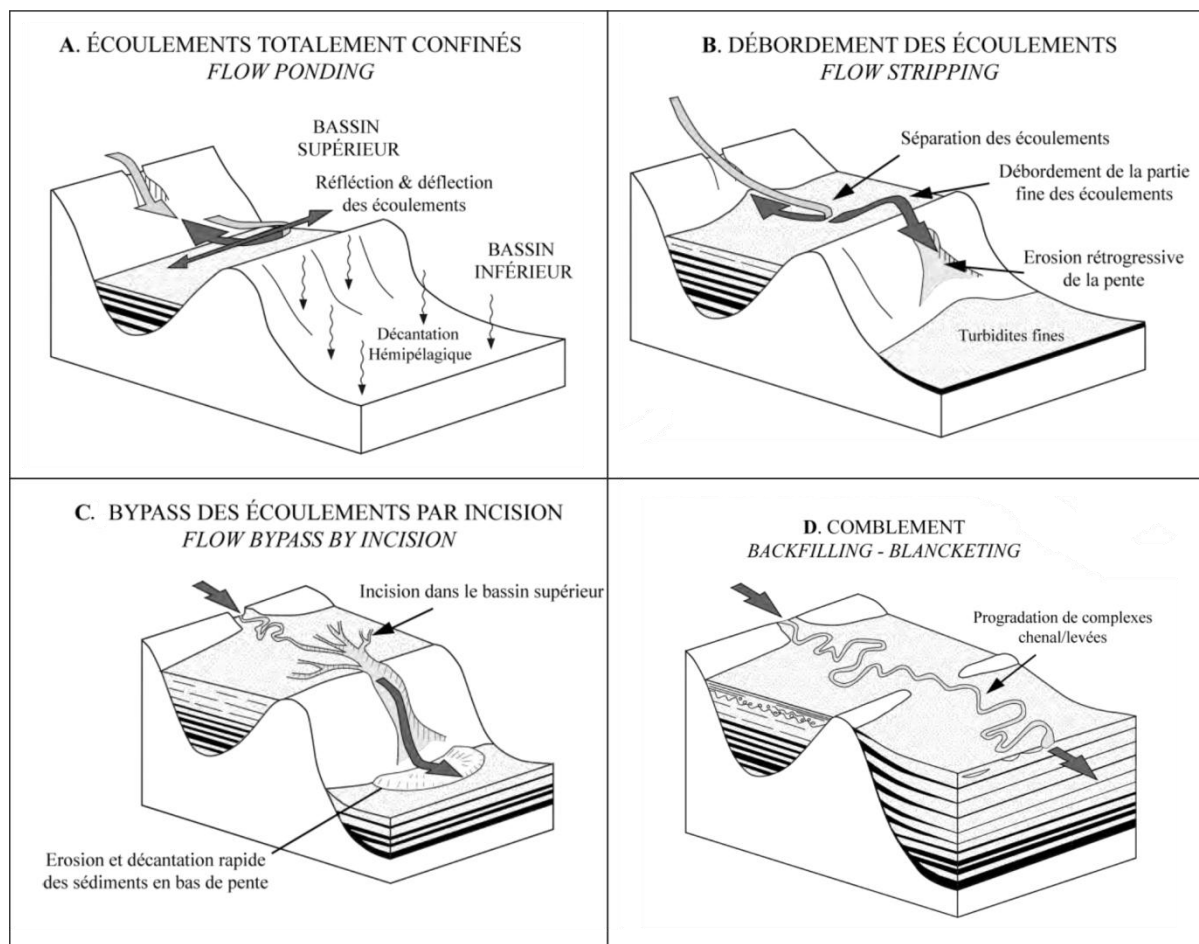


Figure III.11 : Modèle d'évolution d'un système turbiditique en contexte tectonique actif, avec la présence d'un bassin confiné. Modifié par Etienne 2012 d'après Sinclair and Tomasso 2002.

Dans le cas du système turbiditique du Rovuma-Rufiji, la branche offshore du rift est-africain a entraîné la formation du bassin de Makonde, jouant le rôle de bassin intra-pente ; ainsi que la surrection de la ride de Davie, jouant le rôle de barrière pour les écoulements provenant du continent (Figure III.12).

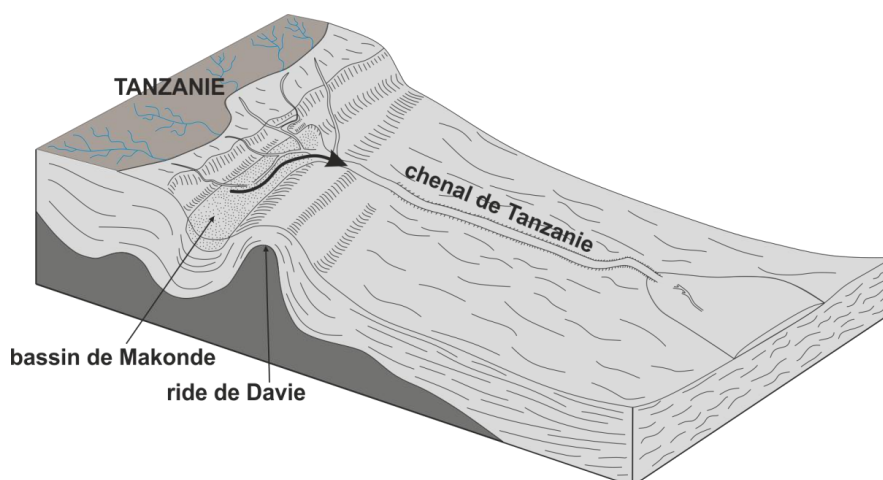


Figure III.12 : Schéma du système turbiditique du Rovuma-Rufiji.

La ride de Davie forme ainsi un relief de plus de 500 m de haut par rapport au fond du bassin de Makonde. Raillard et Mougenot, (1990) décrivent le bassin de Makonde comme très subsident, au vue des épais dépôts sédimentaires mis en place au cours du Tertiaire.

Les écoulements au travers du bassin de Makonde, bloqués par la ride se dirigent donc vers le nord de la ride, l'érodant à l'endroit où son relief est le plus réduit et formant par incision la partie proximale du chenal de Tanzanie (Figure III.12).

Ce système se trouve donc encore dans la configuration C du modèle proposé par Sinclair and Tomasso 2002 (Figure III.11).

Le rifting offshore étant toujours actif à l'actuel (Franke et al., 2015), le bassin de Makonde ne se comble pas, ce qui laisse le temps au chenal de Tanzanie d'inciser profondément la partie nord de la ride de Davie. Le chenal de Tanzanie est donc ancré à la sortie du bassin de Makonde et présente une source sédimentaire unique et fixe à plus de 3400 m de profondeur. Le point d'ancrage à la sortie du bassin de Makonde contraint donc les écoulements à suivre le chenal de Tanzanie, ce qui réduit fortement les possibilités d'avulsion du chenal.

Plusieurs exemples de marges actives ou complexes présentant des chenaux turbiditiques ont déjà été étudiés, comme par exemple la marge nord-ouest du golfe du Mexique (Satterfield and Behrens, 1990; Sinclair and Tomasso, 2002), ou encore le prisme du Makran (Bourget et al., 2011). La marge nord-ouest du golfe du Mexique présente une pente continentale relativement complexe, caractérisée par des bassins intra-pentes perchés, séparés par des rides salifères (Sinclair and Tomasso, 2002). Un chenal turbiditique décrit comme très érosif entre chaque bassin se développe sur cette marge et traverse ainsi les bassins successifs (Satterfield and Behrens, 1990). Le prisme du Makran, sur la façade nord de l'océan Indien, présente une partie sous-marine, qui est incisée par des canyons puis des chenaux turbiditiques, qui vont traverser les rides du prisme jusqu'au bassin profond (Bourget et al., 2011). Les apports importants des fleuves en sédiments grossier et la forte inclinaison de la pente conditionnent le passage des écoulements turbiditiques au-dessus des rides du prisme (Bourget et al., 2011). Le modèle conceptuel de Bourget et al. (2010) met d'ailleurs en évidence une sédimentation turbiditique sableuse au pied du prisme d'accrétion, à l'embouchure des chenaux traversant les rides du prisme, en période de bas niveau marin.

3.6.2. Partie médiane et distale : le chenal et la zone de lobes

La présence de lobes fossiles à proximité du chenal supérieur de Tanzanie au pied de la ride de Davie laisse à penser que l'incision du chenal de Tanzanie dans la partie nord de la

ride de Davie a permis dans un premier temps le développement d'une zone de lobe juste au pied de la ride (Figure III.13a.).

Nous avons donc tenté de décrire les étapes de formation du chenal de Tanzanie dans la Figure III.13, au vue des observations effectuées dans les lobes et au long du chenal de Tanzanie :

(1) les lobes fossiles à proximité du chenal supérieur, au pied de la ride de Davie peuvent correspondre aux dépôts initiaux du système turbiditique, par incision de la ride dans sa partie nord après confinement des écoulements dans le bassin de Makonde (Figure III.13a.) ;

(2) Ces dépôts de lobes vont ensuite être incisés par les écoulements turbiditiques suivants et étendre vers l'aval la sédimentation de lobes (Figure III.13b.) ;

(3) Par érosion régressive, ces incisions dans les lobes vont remonter progressivement et se connecter au chenal principal et ainsi le prolonger vers l'aval (Figure III.13c. et d.). Cette hypothèse de formation du chenal pourrait permettre ainsi d'expliquer l'absence d'avulsion ainsi que les ruptures de pente visibles à la transition chenal/CLTZ et CLTZ/incision dans les lobes actuels (Figure III.13d.) et d'étendre ainsi le chenal turbiditique sur des distances considérables jusqu'à la plaine abyssale de Somalie.

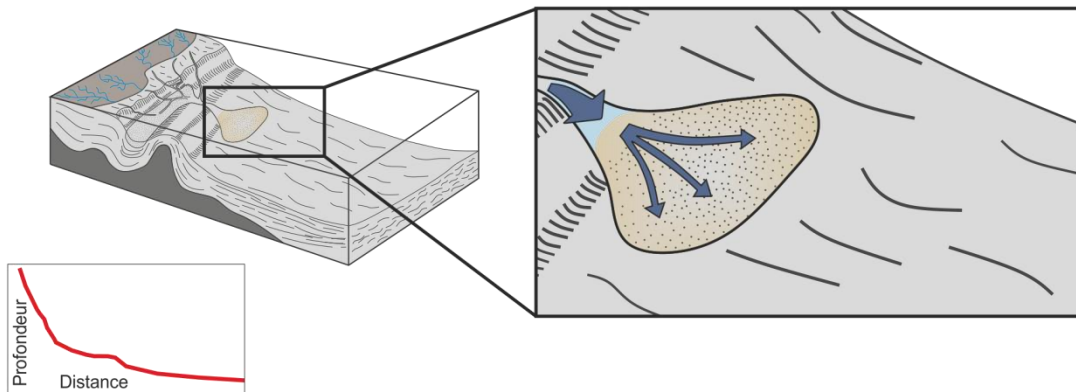
La zone des lobes fossiles et modernes s'étend donc potentiellement sur plus de 950 km de long, depuis le pied est de la ride de Davie jusqu'à la plaine abyssale de Somalie. En extrapolant la surface des dépôts de lobes modernes à l'ensemble du chenal de Tanzanie, l'ensemble des dépôts de lobes pourrait s'étendre sur environ 177 000 km² et ce sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Au vue de la pénétration du sondeur de sédiments dans ces dépôts et de la sédimentation présente dans le chenal turbiditique, il s'agit très probablement de dépôts sédimentaires grossiers.

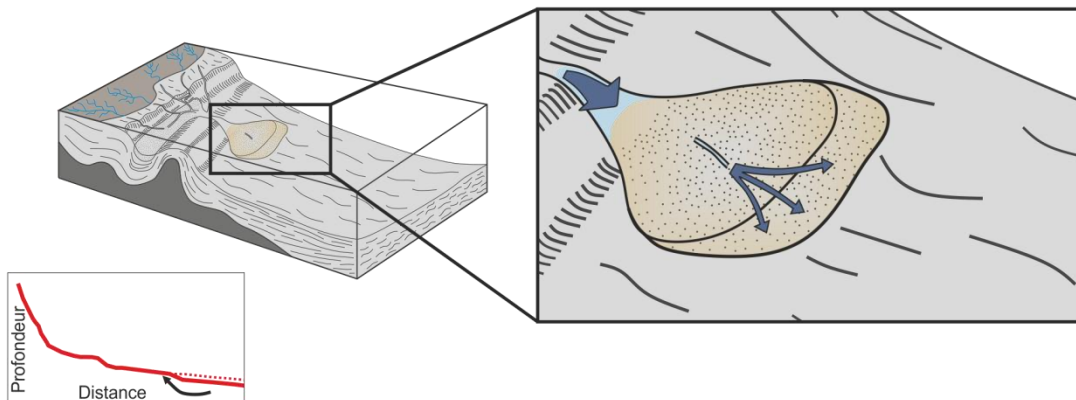
De plus, ces lobes sableux présentent une grande continuité du fait de l'érosion du chenal de Tanzanie dans ces dépôts qui engendrent potentiellement une bonne connexion entre les unités de lobes.

Les zones de lobes sableux ont toujours présentées un intérêt économique important pour les compagnies pétrolières, constituant de bons réservoirs potentiels. Le modèle de mise en place du chenal de Tanzanie proposé au cours de cette étude pourrait donc présenter pour ces compagnies un intérêt majeur afin d'être intégré comme analogue moderne dans l'élaboration des modèles de réservoirs anciens potentiels.

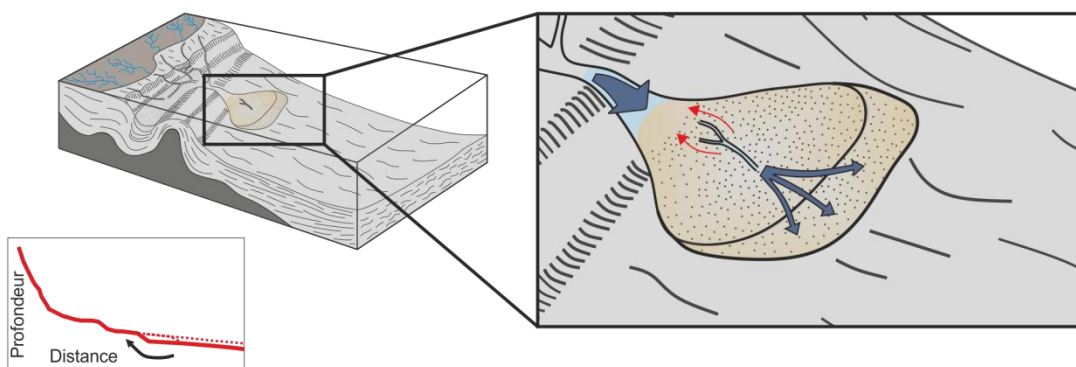
a. Dépôts non chenalisés à la sortie du bassin de Makonde.



b. Extension des dépôts de lobes et incision juvénile dans les lobes.



c. Erosion régressive de l'incision.



d. Connexion de l'incision au chenal et extension du chenal vers le domaine distal.

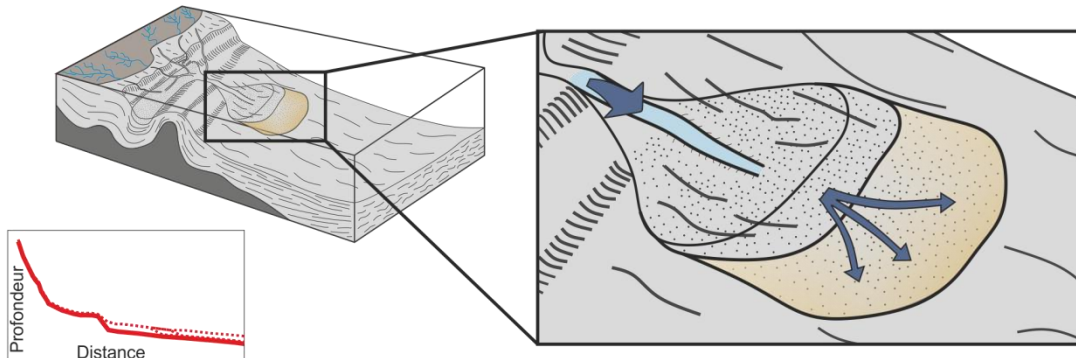


Figure III.13 : Hypothèse de formation du chenal de Tanzanie.

IV. Evolution structurale des systèmes turbiditiques sur la marge tanzanienne

Le système turbiditique du Rovuma-Rufiji se met en place dans un contexte tectonique actif. Danforth et al. (2012) ont mis en évidence l'existence d'une sédimentation turbiditique sur la marge Tanzanie/Mozambique depuis le Jurassique. Le rifting sous-marin étant toujours actif à l'actuel et les bassins d'intra-pentes s'étant formés depuis le Miocène (Franke et al., 2015), le système turbiditique du Rovuma-Rufiji a donc potentiellement évolué au cours du temps et de l'activité du rifting offshore.

Le but de cette étude a donc été de comprendre l'évolution tectono-sédimentaire des systèmes turbiditiques sur la marge Tanzanie/Mozambique.

Les questions scientifiques qui se sont posées à nous ont été les suivantes :

- Comment l'activité tectonique des branches du rift est-africain, continentale et sous-marine, a-t-elle pu conditionner la mise en place des systèmes turbiditiques sur la marge ?
- Comment cette marge et la sédimentation associée ont-elles évolué au cours du temps, dans un contexte tectonique relativement complexe ?

Cette partie a été rédigée sous la forme d'une publication scientifique, dont la soumission dans la revue *Marine Geology* est prévue pour la fin de l'année 2016.

4.1. Structural evolution of the turbidite systems on the Tanzania and Mozambique margins since the Paleocene

Fournier Léa, Zaragosi Sébastien, Bourget Julien, Leparmentier François, Beaufort Luc, San Pedro Laurine, Le Faou Yann, Garlan Thierry, Malaize Bruno

Abstract

The Rovuma-Rufiji turbidite system (RRTS) and the Zambezi turbidite system are the biggest source-to-sink systems on the east African margin, described until now. Tectonic plays a major role on the structuration of these systems, in particular with the RRTS: the extension of the East African rifting offshore, with the initiation and the development of the Davie ridge and intraslope basins directly impact the orientation of the flows, the morphology of the turbidite system and the location of the depocenters.

This study highlights the presence of numerous paleochannels on the east side of the Davie ridge whose morphology and dimensions are similar to the modern Tanzania channel. These paleochannels have a sedimentary filling more important from the south to the north of

the ridge. To the south of the Davie ridge, a channel has the same dimensions of the Tanzania channel, and seems still active, just like its twin to the north of the ridge. It has been named the St Lazare channel and has been discovered and described for the first time in this study.

The Davie ridge blocked eastward flows, but they are deviated to the north through the Tanzania channel, draining flows of the Makonde basin, and to the south, through the St Lazare channel, draining flows of the Kerimbas basin.

Initiation and development of the Davie ridge and associated intraslope basins constrained flows to be deviated toward the northern and the southern ends of the ridge, resulting in the blockage of the flows on the east side of the Davie ridge and the increase sedimentary filling of the channels. Since the Paleocene, evolution of source-to-sink systems in Tanzania margin is contemporaneous with major tectonic phases on east Africa: (1) Paleocene-Oligocene period, with reduced sedimentation into the deep system and the development of proximal sedimentation, (2) Oligocene-Miocene period, with major continental doming leading to major erosion and the initiation of the channelization on the margin, (3) Since the Late Miocene until the Pliocene, Kerimbas basin started its opening and the initiation of the Davie ridge blocked the feeding of channels, (4) From the Pliocene, the Davie ridge started the blockage of the feeding of the Nyerere and the Mtwara channel and there are only two channels fed: the Tanzania channel and the St Lazare channel.

1. Introduction

The discovery of natural gas liquids on the Tanzania-Kenya and Mozambique coastal provinces since 2010 (Brownfield et al., 2012) enhanced the petroleum interest on the margin. The East AfricaSPAN surveys have been designed to image the structure and the stratigraphy within sedimentary package of the margin (Danforth et al., 2012) and at the same time, the PAMELA research project (PASSive Margin Exploration LABORATORY) aims to improve the understanding of the evolution of continental margin using an integrated source-to-sink approach (Ponte et al., 2016).

East African tectonic with lateral and vertical movements has a direct impact on the volume of sediment exported on the margin (Walford et al., 2005; Key et al., 2008; Moucha and Forte, 2011; Said et al., 2015). Large volume of sediments are brought from the African craton to the Tanzania and Mozambique offshore since the late Jurassic (McDonough et al., 2013). Greatest vertical movements occurred during the late Cretaceous and the Oligocene (Key et al., 2008; Emmel et al., 2011; Macgregor, 2015). Initiation of the Cenozoic east African Rift system with the opening of the offshore grabens during the Miocene has shaped

the Tanzania/Mozambique margin (Mougenot et al., 1986; Chorowicz, 2005; Franke et al., 2015). The offshore tectonic activity impacted the architecture of the main Tanzanian turbidite system, the Rovuma-Rufiji turbidite system (Fournier et al., *submitted*). Play-opening reservoir systems in submarine fans and intraslope channels have been identified in Paleocene, Eocene and at least two during the Oligocene (Law, 2011; McDonough et al., 2013).

The Tanzania/Mozambique margin remains under-researched in terms of source-to-sink sedimentation: only sparse studies mentioned the presence of turbidite activity (Liu et al., 2016), turbiditic channel (Bourget et al., 2008) and the first study of the main turbidite system, the Rovuma-Rufiji turbidite system is very recent (Fournier et al., *submitted*).

Combining dataset from several cruises and projects, this study aims to improve the understanding of the evolution of the source-to-sink system on the Tanzania and Mozambique margins, contemporaneously to the structural evolution of the margin.

2. Background

Morphology of the east African margin is inherited from a succession of rifting phases: the Karoo rifting (late Carboniferous-Early Permian) leading to the Gondwana break-up (Middle Jurassic) and the East African rifting during the Cenozoic (Malod et al., 1991; Mpanda, 1997). Until the Aptian and contemporaneously to the southward drift of Madagascar, numerous sedimentary basins have been opened on the east African margin (Coffin and Rabinowitz, 1992, 1988; Gaina et al., 2013). Onshore, two major branches formed the East African rift system built during several phases in Cenozoic time (Chorowicz, 2005; Ebinger, 2012; Macgregor, 2015, Figure IV.1). During the Early Cretaceous, a series of NW-SE oriented rifts have been developed across Central Africa, in link with the plate re-organisations in the Atlantic Ocean (Genik, 1993; Macgregor, 2015). Lateral crustal movements and uplifts onshore led to major erosion and major fluvial sedimentation in Late Cretaceous, consistent with a period of enhanced denudation (Gallagher and Brown, 1999; Key et al., 2008; Emmel et al., 2011). Late Cretaceous time is the period of the greatest sediment accumulation in the Rovuma basin (Key et al., 2008). Solid sediment flux of Zambezi delta reached the highest values during this period ($1-4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$; Walford et al., 2005). Estimates uplift of Zambezi catchment is 3000 m during the Late Cretaceous (Walford et al., 2005). In the same period, Tanzania margin is marked by important sediment fluxes in the Tanzania coastal basin ($\sim 3.2 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$; Said et al., 2015). During the Late Cretaceous-Late Eocene period, shales spreaded in the Tanzania coastal basin and overlaid

retrogradational submarine fans (Danforth et al., 2012). During the Late Paleocene to Miocene, the sedimentary sequence in the Tanzania margin is characterized by multi-phase of submarine fan deposition (Danforth et al., 2012).

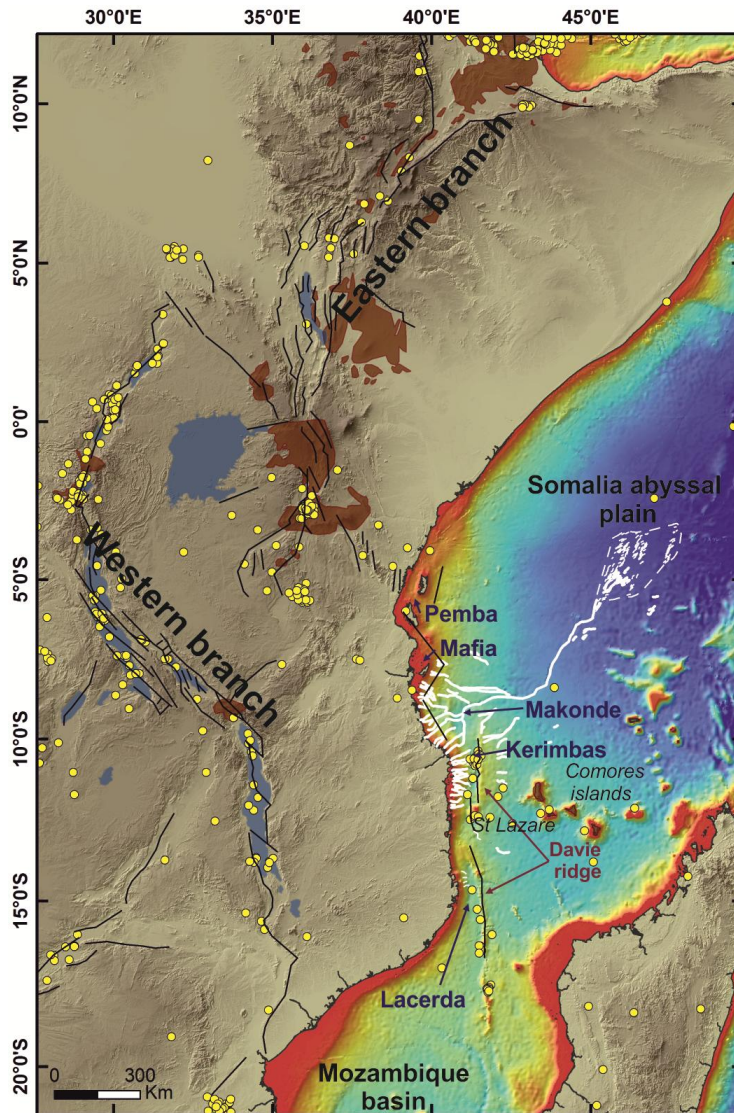


Figure IV.1: Location map of the Rovuma-Rufiji Turbidite System and tectonical context. General bathymetry data is from Gebco. Names of submarine basins are in dark blue and red for the ridge. Volcanic areas are in brown (Franke et al., 2015). The RRTS is in white. Seisms are from EHB catalogue seismicity. Faults are from Chorowicz, 2005.

The Cenozoic East African Rift system is characterized by several phases of rifting, in the eastern and western branches of the rift (Chorowicz, 2005; Macgregor, 2015). Timing of changes in African topography is recently better understand (Macgregor, 2015; Moucha and Forte, 2011; Pik et al., 2008; Roberts et al., 2012) as well as the initiation of the offshore rifting (Franke et al., 2015). Early Cenozoic time is characterized by an abrupt drop in sediment fluxes in Zambezi delta ($\sim 0.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{Ma}$; Walford et al., 2005) and a reduction of sedimentation into the Rovuma basin suggested by the relative thinness of clays deposited

during this period (Paleocene-Eocene; Key et al., 2008). It suggests a decrease in the continental uplift rate at this time (Walford et al., 2005). The renewed rifting phase (since the Oligocene to the present day) following this quiet period caused an enhancement of sedimentation due to a continental doming and an increase of erosion (Key et al., 2008). This recovery of the tectonic activity is the youngest phase of elevated sediment fluxes in the Zambezi delta (Walford et al., 2005) and has initiated the Rovuma river delta system (Salman and Abdula, 1995; Key et al., 2008). Miocene is characterized by rifts developments and associated volcanism onshore and offshore (Key et al., 2008; Macgregor, 2015; Franke et al., 2015). In Tanzania, uplift between 300-500 m is estimated between 10 Ma and present day (Moucha and Forte, 2011). Late Miocene is a period of significant uplift and erosion from southern Tanzania and Mozambique, resulting in an increase of sediment supply in sedimentary basins (Nicholas et al., 2007; Walford et al., 2005; Franke et al., 2015). During the Miocene, sediment fluxes in the Tanzania coastal basin are three times higher than Oligocene sediment fluxes (Said et al., 2015). The strong annual monsoonal cycles combined with the continental doming during the Miocene enhanced continental erosion and explained high sedimentation rate recorded on the Tanzania coastal basin (Said et al., 2015). During this period, the Zambezi delta recorded a change in sedimentation pattern from lobate sedimentation (Cretaceous-Oligocene) to elongate sedimentation (Miocene-Recent), reflecting the initiation of the Mozambique current since the Early Miocene (Walford et al., 2005).

The offshore rifting has been initiated during the late Miocene, with the opening of the Makonde and Kerimbas basins reactivating Mesozoic extensional basement faults (Mougenot et al., 1989; Raillard and Mougenot, 1990). The northern Davie ridge is the result of the uplift of the rift flank of Makonde and Kerimbas grabens (Franke et al., 2015). The offshore rifting have been propagated southward during the Pliocene with the opening of the Lacerda graben (Franke et al., 2015). The development of the Kerimbas basin became pronounced during the Pleistocene with major extensional deformation until historical period, extension velocities reaching 4 mm/yr (Franke et al., 2015). According to the recent seismic activity recorded on the Tanzanian margin, the movement is still active in the present (Chorowicz, 2005; Delvaux et al., 2012; Franke et al., 2015).

The Davie ridge extends over 2300 km long from southern Kenya to the southwestern margin of Madagascar, between 9°S to 21°S (Raillard and Mougenot, 1990, Figure IV.1). This study is about source-to-sink systems on the margin between 9°S and 14°S. Malod et al., (1991) described the Davie ridge: north of 9°S, the ridge is buried under sedimentary deposits; between 9-12°S, it forms a tilted half-horst, dipping basinward; around 12°S, the St

Lazare seamount terminates the northern part of the ridge; the ridge reappeared around 13°S, shifted slightly westward by a dextral fault; and between 13-18°S, it borders the Lacerda basin (Figure IV.1). The Davie ridge separates numerous intraslope basins as well as Makonde, Kerimbas and Lacerda basins (Figure IV.1). Kerimbas and Makonde basins are N-S oriented and are surrounded by normal faults (Mougenot et al., 1989; Raillard and Mougenot, 1990). These basins are feeding by numerous canyons incising the continental shelf and continental slope (Fournier et al., *submitted*). Makonde basin is a part of the deep turbidite system RRTS (Rovuma-Rufiji turbidite system) combining flows and exporting them toward the Somalia abyssal plain, through the Tanzania channel (Figure IV.2, Fournier et al., *submitted*).

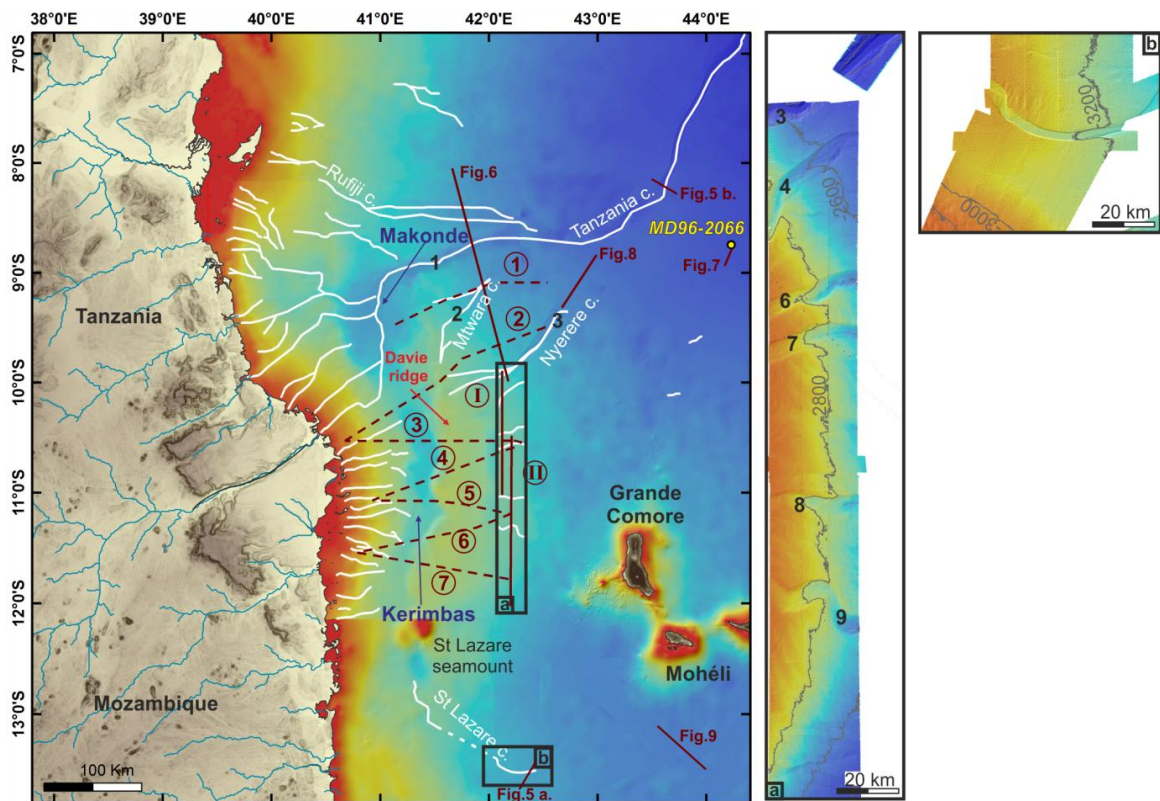


Figure IV.2: Location map of the proximal source-to-sink systems on Tanzania/Mozambique margin. Bathymetry is interpolated from sea floor picking on seismic profiles for oil and gas exploration. White lines represent canyons and channel systems on the margin. Rivers are in blue. Dark red lines indicates location of seismic profiles presented in Fig.3, 4, 5, 6, 7 and 8. Name of the ridge is in red, names of intraslope basins are in dark blue. Bathymetric data obtained by the SHOM during Autoroutes (2010) surveys: (a) Zoom of the eastern side of the Davie ridge; (b) Zoom on the St Lazare channel.

3. Material and methods

Material used in this study has been compiled from several missions and is located on the Figure IV.2. The 2D seismic line and its line-drawing provided from TOTAL E&P, obtained during the East AfricaSPAN program, processed by ION's GX technology group. Single channel seismic reflection lines have been collected during the MACAMO 1984 cruise *R/V*

'*Marion Dufresne*', (Mougenot, 1984; Mougenot et al. 1986). Sub-bottom seismic lines and multibeam bathymetry data collected on the Davie ridge have been obtained during the FanIndien 2006, Tanzaval 2010 and Autoroute 2010 surveys (SHOM *R/V 'Beautemps-Beaupré'*). Multibeam bathymetry was collected using the multibeam echosounder SIMRAD EM 120 (12 kHz) while sub-bottom seismic lines were obtained using the SBP 120 profiler. This system offers a deep penetration and a high resolution (1 m), with sweep frequencies between 2.5 and 7 kHz. In order to give a stratigraphical context in our study, we used the stratigraphy established by Danforth et al., (2012) with the East AfricaSPAN program. We also used one calypso core collected during MOZAPHARE-MD104 cruise (Lancelot, 1996), the core MD96-2066 (8°44'762S; 44°13'707E, 41.67 m long at 3986 m water depth) sampled the lower continental slope, north-eastern of the Davie ridge until the Early Pleistocene (~2.1 Ma). This gravity core has been dated at the CEREGE laboratory using biostratigraphy of the calcareous nannofossils.

4. Results

4.1. Morphology of the northern Davie ridge and isolated fossil channels

MACAMO seismic profiles revealed the morphology of the Davie ridge and associated grabens (Figure IV.3, located on Figure IV.2). The northernmost profile highlights that the maximum depth between the highest relief of the ridge and the Makonde basin floor is ~390 m (Figure IV.3, profile 1). Profiles 2, 3, 4, 5, 6 and 7 in the Figure IV.3, crossed the Kerimbas graben to the west. The height of the Davie ridge, relative to the Kerimbas basin floor increase from the north to the south up to ~11°S (from 820 m to 1160 m high) and then decreases until the St Lazare seamount (Figure IV.2; Figure IV.3). Kerimbas basins have a relatively flat bottom around 20-25 km wide (Figure IV.3). The Davie ridge near to this basin has an abrupt west flank (~12.5°) while the east has a gently slope (~0.8°). The east flank of the Davie ridge is characterized by at least 9 incisions, numbered on the Figure IV.2. The Nyerere channel has a large (~5 km wide) and flat thalweg with chaotic reflection packages and incised on ~365 m high in subparallel continuous facies (Figure IV.4). To the south of the Nyerere channel, five incisions are recognizable reaching between 1.5 to 6.4 km wide and between 75 to 100 m high (Figure IV.2; Figure IV.4). They are draped by subparallel continuous reflectors on 35 m of thickness, according to the sub-bottom seismic resolution. Isolated fossil channels are identified in the MACAMO seismic profiles 5, 6 and 7 of the Figure IV.3. These channels extending over several hundred meters deep and between 5 and

10 km wide, are located on the eastern side of the south part of the Davie ridge (Figure IV.2), above several ten meters of the Kerimbas floor (Figure IV.3). They have been completely filled by sediment with chaotic and continuous bedded facies (Figure IV.3).

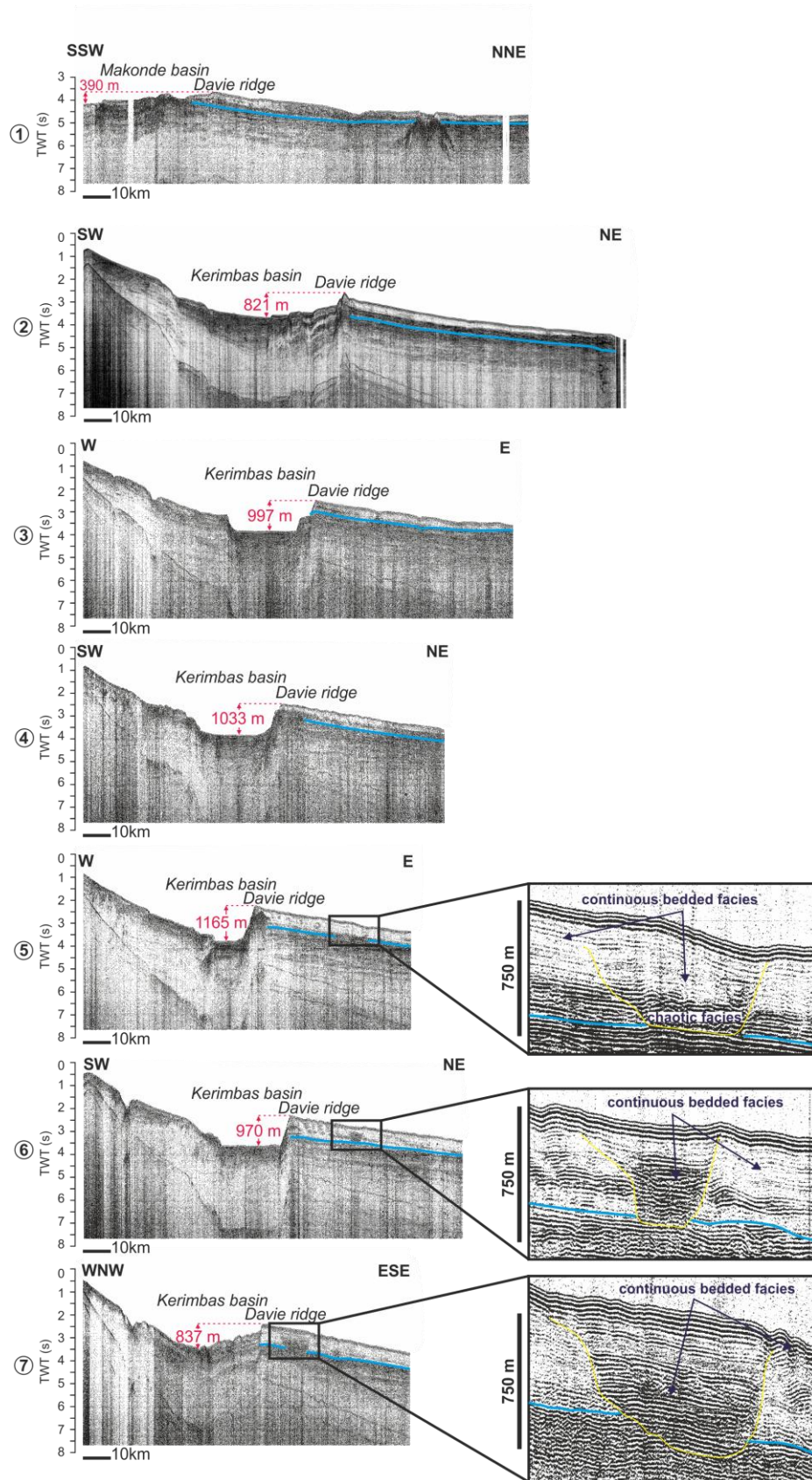


Figure IV.3: Seismic profiles provided from MACAMO cruise, located on Fig.IV.2. Blue reflector indicate the Early Miocene position, according to the stratigraphy of Danforth et al., (2012). Yellow lines indicates outlines of fossil channel systems.

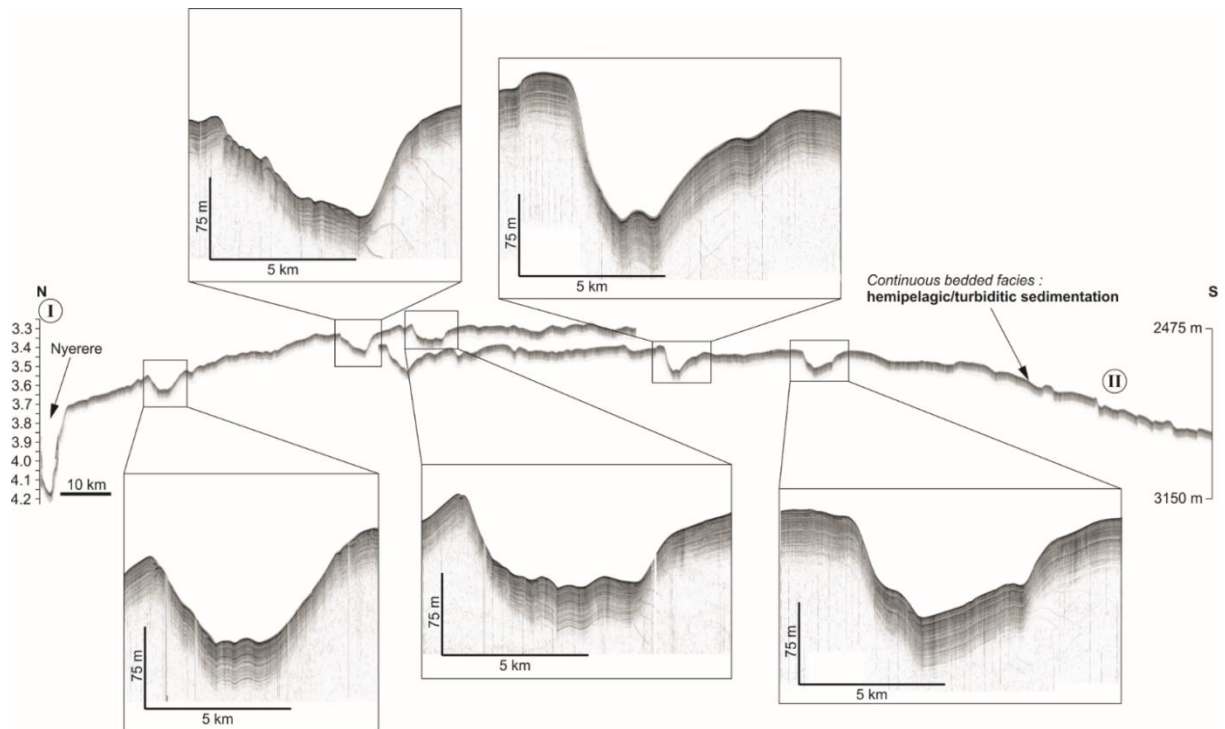


Figure IV.4: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing channel systems on the eastern flank of the Davie ridge.

The Kerimbas basin floor is more chaotic and shallower in its southern part (Figure IV.3, profile 7). It ends around 12°S, near to the St Lazare seamount (Figure IV.2). Bathymetric and seismic data enable to identify a channel southward of the St Lazare seamount (Figure IV.2, b. and 5). Franke et al. (2015) are the first who presented a bathymetric map identifying this channel at the south of the Kerimbas basin, re-drawn on the map of the Figure IV.2. Because of the location of this channel, southward of the St Lazare seamount, we decided to name it the “St Lazare channel”. It is NE-SW oriented and seems feed the deep sedimentary basin located to the south of Mohéli Island (Figure IV.2). The St Lazare channel incises over ~70 m deep and 2.5 km wide on the sea floor (Figure IV.5). Bottom of the thalweg is characterized by transparent to chaotic facies and levees by continuous bedded facies (Figure IV.5). This channel has morphology quite comparable to the Tanzania channel, except its smaller dimensions (Figure IV.5).

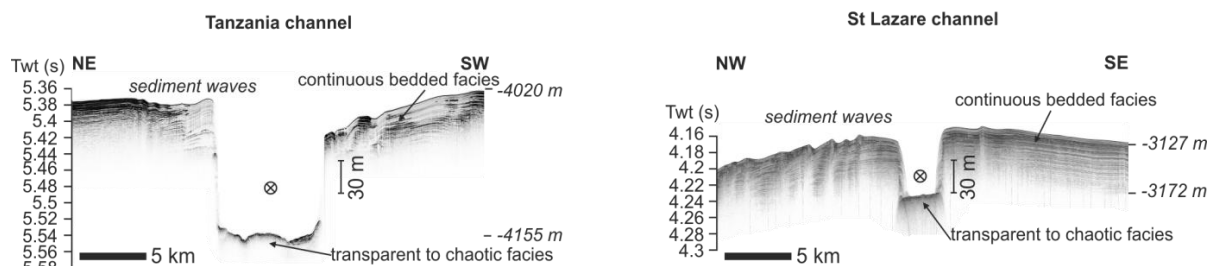


Figure IV.5: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing morphology and dimensions of the (a) Tanzania channel and (b) St Lazare channel.

The seismic profile in Figure IV.6 (located on Figure IV.2) is south-north oriented and crossed the Nyerere, Mtwara, Tanzania and Rufiji channels. Danforth et al. (2012) presents seismic profiles with stratigraphy based on the correlation with several wells on Tanzania margin. Seismic profile presented in the Figure IV.6 belongs to the same seismic profiles series than there presented in Danforth et al. (2012). Then we can easily repositioned the Early Miocene discontinuity in the Figure IV.6 (blue reflector). Below 4.5 s TWT (before the Early Miocene), channelization are sparse and extends over ~2 km wide and 66 m deep (Figure IV.6). Between 4.5-4 s TWT, since the Early Miocene, great channel systems are visible reaching ~10 km wide and several hundred meters deep (Figure IV.6). Some of these channels are completely filled whereas others like Nyerere, Mtwara, Tanzania and Rufiji channels are always visible on the sea floor (Figure IV.6). On this profile Tanzania channel shows little or no infilling, whereas Mtwara and Nyerere channels have ~100 m of thickness of sedimentary infilling (Figure IV.6). The Rufiji channel is inherited from a large channel infilled (Figure IV.6).

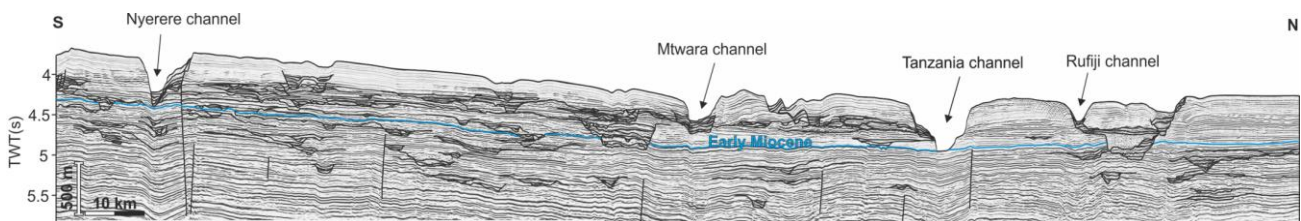


Figure IV.6: Interpreted seismic line provided from TOTAL E&P (located on Fig.IV.2), underlying channel systems and the location of the Early Miocene according to the stratigraphy of Danforth et al., 2012.

The seismic profile in Figure IV.6 crossed profiles 1 and 2 in Figure IV.3 (located on Figure IV.2). Then, with regard to the sedimentary facies and the depth of the Early Miocene discontinuity, we can report the Early Miocene reflector on the MACAMO profiles (Figure IV.3). According to the correlation, great fossil channels described previously and presented in the Figure IV.3 (profiles 5, 6 and 7) have been initiated post-Early Miocene.

Regarding to the Figure IV.2, Figure IV.3, Figure IV.4, Figure IV.5 and Figure IV.6, it seems that channels are present all along the Tanzania and Mozambique margins which is in contradiction with the fact that there are today only one channel system associated to lobe deposits in the Somalia abyssal plain. Observing these channels in details it seems that they are more filled all along the Davie ridge than at both ends with the Tanzania or the St Lazare channels (Figure IV.3; Figure IV.4; Figure IV.5). Moreover on the Davie ridge, Mtwara and Nyerere channels appears to be more infilled than southernmost channels (Figure IV.3; Figure IV.4; Figure IV.5).

4.2. Unchannelized deposits

North-eastward of the Davie ridge, continuous bedded facies draped the lower slope on several tens of meters (20-40 m of thickness, Figure IV.7; Figure IV.8). According to the sedimentological description of the core MD96-2066 (Figure IV.7, location in Figure IV.2), these are considered as hemipelagic sedimentation with low sedimentation rate interspersed with volcanoclastic turbidite from the Comoro volcanic islands (Lancelot, 1996). Transparent facies divided by high amplitude continuous drape reflectors is distinguishable below this draping (Figure IV.7; Figure IV.8). It corresponds to unchannelized sedimentation and mass flow deposits, similar to lobes described in Fournier et al., *submitted*. The core MD96-2066 enables us to date the transition surface between fossil lobes and continuous bedded sedimentation at ~2.1 Ma (Lancelot, 1996), near to the core (Figure IV.7). In the sedimentary basin located to the south of Mohéli Island (Figure IV.2), a seismic profile highlights the presence of transparent units, which could also correspond to lobe deposits, interspersed with hemipelagic/turbiditic sedimentation (Figure IV.9). These lobe deposits are located ~100 km of the St Lazare channel, downstream. Then, north-eastward and south-eastward of the Davie ridge, it seems that ancient sandy lobes have been deposited and sealed by hemipelagic sedimentation. These fossil lobes are older than 2.1 Ma near to the Tanzania channel and they are undated near to the St Lazare channel.

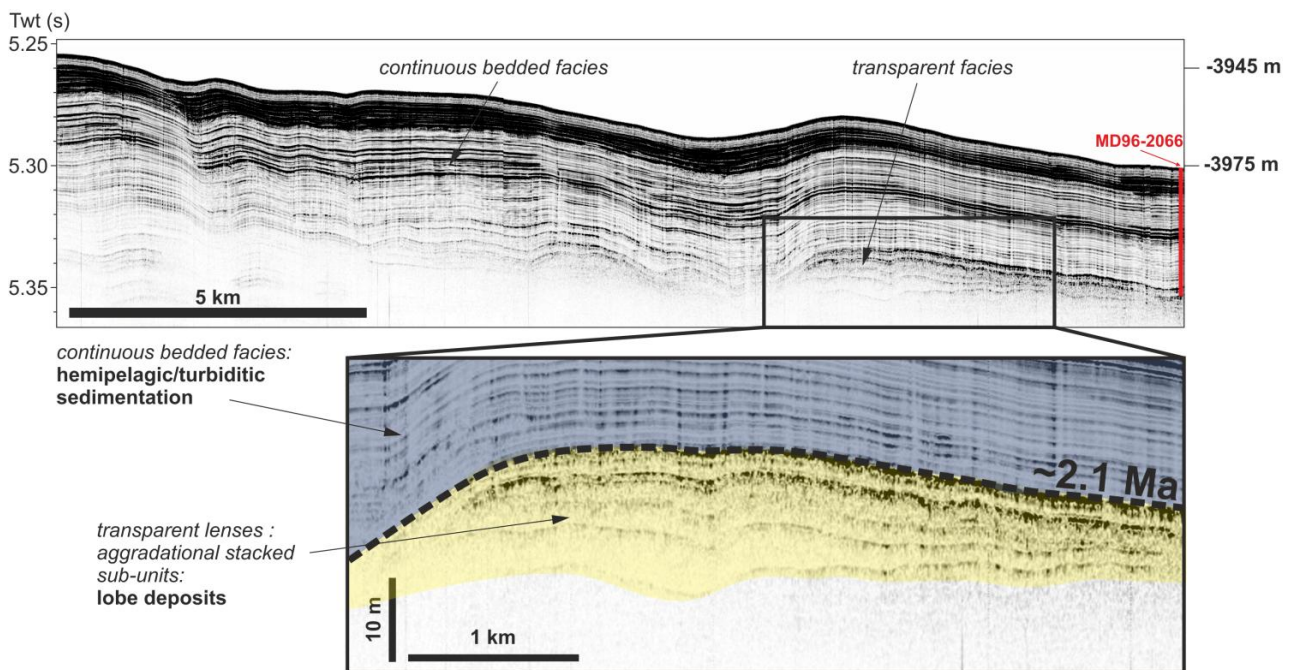


Figure IV.7: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes near to the Tanzania channel. Location of the core MD96-2066 and datation of the fossil lobes.

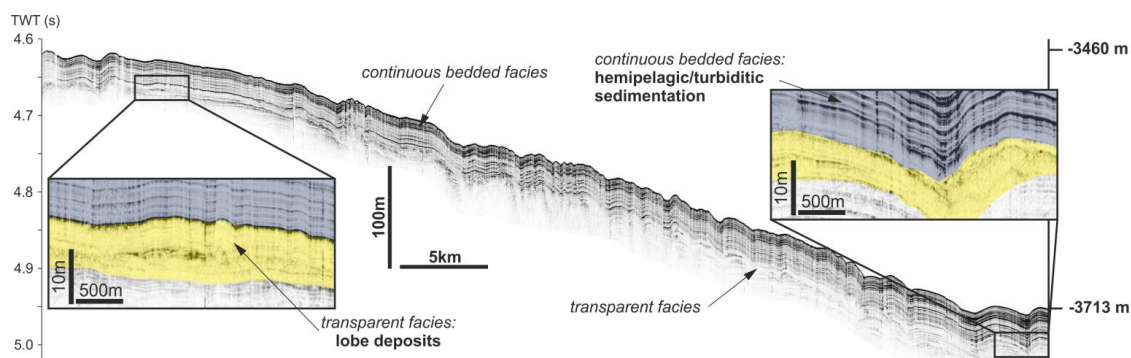


Figure IV.8: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes near to the Tanzania channel.

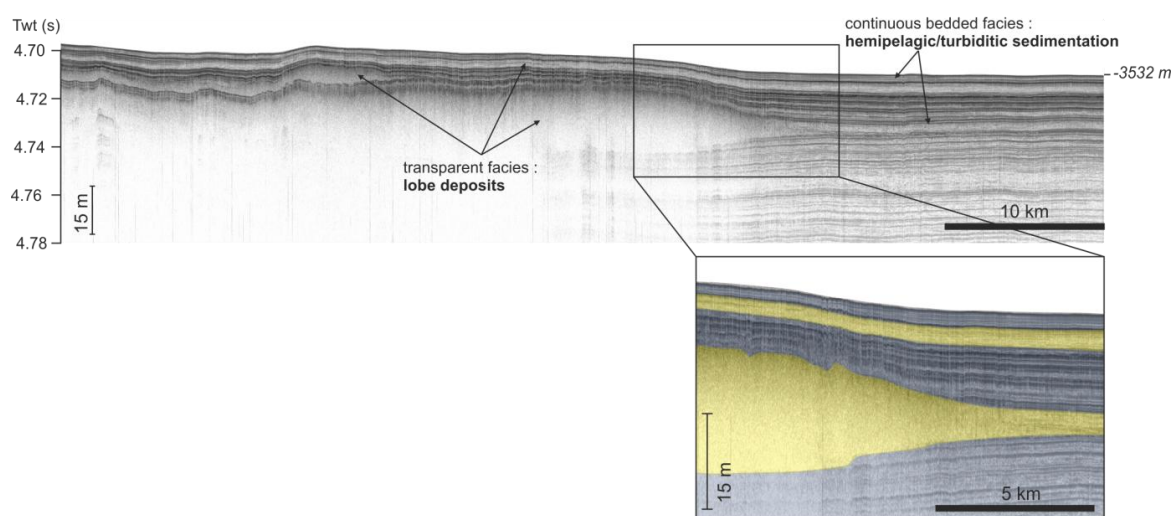


Figure IV.9: CHIRP seismic profiles located on Fig.IV.2, showing the presence of fossil lobes downstream of the St Lazare channel.

5. Discussion

This study revealed the presence of numerous channels all along the eastern side of the Davie ridge, more filled to the south than to the north of the ridge (Figure IV.3). However, using the stratigraphy established by Danforth et al. (2012), these channels (Figure IV.2b., Figure IV.3; Figure IV.4 and Figure IV.5) are all initiated post-Early Miocene. Morphology and dimensions of channels located eastward of the Davie ridge are similar to the characteristics of the Tanzania channel. Then, they potentially had a similar or a common sedimentary source as well as a continental source as for the Tanzania channel (Bourget et al., 2008). The occurrences of fossil lobes older than 2.1 Ma on Figure IV.7 and Figure IV.6 attest to gravity sedimentation on the continental slope ante-Late Pliocene.

How to explain the initiation of these channels, their sedimentary activity and their filling eastward of the Davie ridge?

Danforth et al. (2012) described a sedimentary mega-sequence (late Paleocene-Miocene), characterized by deposits of successive submarine fans on the Tanzania margin. This sedimentary succession is formed by thick depocenters spreading eastward, mainly due to massive discharges of the Rovuma and the Rufiji during this period. Onshore in Africa, Paleocene and Eocene periods are described by a decrease of the continental rifting (Walford et al., 2005) resulting in decrease of the sedimentary supplies on the offshore Tanzanian (Key et al., 2008) and Mozambique margins (Walford et al., 2005). Figure IV.6 shows some reduced incisions and channelization ante-Early Miocene, denoting of this period of reduced inputs toward the Somalia abyssal plain. Fossil lobes described previously can attest of proximal sedimentation (Figure IV.7; Figure IV.8; Figure IV.9; Figure IV.2).

Continental rifting resumes during the Oligocene, with a major continental doming and an increase of the continental erosional rate (Key et al., 2008). This period is characterized by an increase of sedimentary fluxes including in the Zambezi delta (Walford et al., 2005). Rifting is even more enhanced during the Miocene, with uplifts and volcanic activity well developed, both onshore and offshore (Franke et al., 2015; Key et al., 2008; Macgregor, 2015). This period is characterized in the Zambezi delta by a transition between lobate sedimentation until Early Miocene, to an elongate system (Walford et al., 2005). On the Tanzania margin, sedimentation highly increased during the Miocene, compare to the Oligocene (three times more, Said et al., 2015). Data presented in the results highlight an increase of channelization post-Early Miocene (Figure IV.3; Figure IV.6). This increase in channelization can be explained by the increase in the continental rifting and sedimentary erosion associated, causing massive sedimentary discharges on the margin and the initiation of numerous channelizations.

Kerimbas and Makonde basins started their opening during the Late Miocene, re-activating preexisting faults (Mougenot et al., 1989; Franke et al., 2015). The opening of these basins and the uplift of the ridge on 300-600 m of extension (Franke et al., 2015) can stopped the feeding of the channels visible on the east side of the Davie ridge (Figure IV.10).

According to the results, it seems that channels are more filled in the south than in the north, which could attest to a stop in the sedimentary supplies earlier to the south than the north. The opening of Kerimbas and Makonde grabens could have been initiated from the south (12°S) to the north (10°S), with a gradual uplift of the ridge blocking the feeding of channels which become progressively fossils (Figure IV.10). This is consistent with the difference in depth between the ridge and both grabens (Figure IV.3).

During the Pliocene, Davie ridge is extend in its north part on 400-1500 m (Franke et al., 2015). Nyerere, Mtwara channels, less filled than other channels on the ridge could be still active during this period (Figure IV.10). Flows seem to be deviated to the north and the south of the ridge (Figure IV.10).

During the Pleistocene, a major phase of tectonic reactivation caused the major development of the Kerimbass basin and an extension of the ridge on 4000-10 000 m (Franke et al., 2015). This strengthening phase could generate the disconnexion of the Nyerere and the Mtwara channels, in the northern part of the Davie ridge (Figure IV.10).

The morphology and the absence of massive sedimentary filled into the St Lazare and the Tanzania channel enhanced the idea that they are still active, maybe by reconcentration of flows to both ends of the ridge (Figure IV.10). Since the Pleistocene until now, St Lazare and Tanzania channels are the only two outlets of flows providing from the Kerimbass basin for the first and Makonde basin for the second (Figure IV.10). This reconcentration of flows can explain the exceptional dimensions of the Tanzania channel and the Rovuma-Rufiji turbidite system associated, extending over ~1200 km long until the Somalia abyssal plain (Fournier et al., *submitted*).

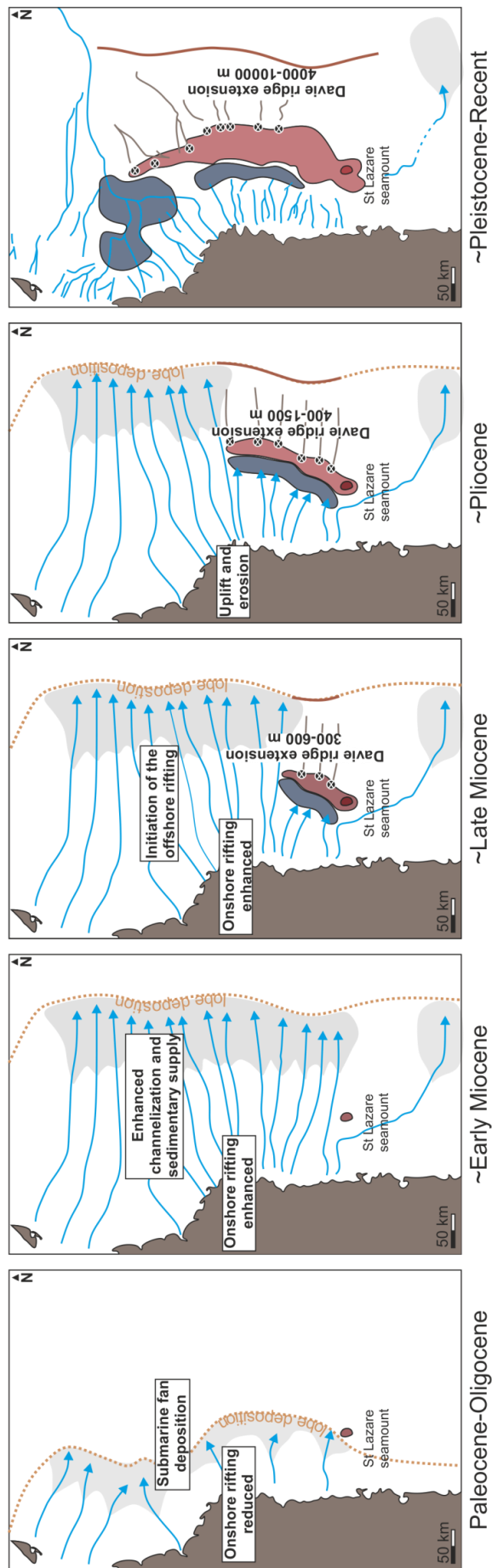


Figure IV.10 : Model of evolution of source-to-sink systems on the Tanzania/Mozambique margin since the Paleocene. Active channels are in blue and fossil channels are in brown.

6. Conclusion

The Tanzanian/northern Mozambique source-to-sink systems seems evolved over time, contemporaneously to the rifting phases since the Oligocene. The tectono-sedimentary evolution of turbidite systems is directly link to tectonic forcing, which impact both onshore and offshore domains. Continental uplift led to major erosion and sedimentary discharge into the deep basin. From the late Miocene, initiation of the offshore rifting starts the opening of the Kerimbas graben, with an extension of its east flank, the Davie ridge. This confined basin enhanced the storage of terrigenous sediment on the margin, and deviated channelization northward and southward of the Davie ridge.

We have to keep in mind two major phases:

- Channelization on the margin is initiated, post-Early Miocene responding to the continental doming;
- Many channels are cutted by the Davie ridge uplift and the initiation of the Kerimbas graben from the late Miocene to the Pliocene. Flows are deviated toward the north and the south of the ridge, through the Tanzania and the St Lazare channels. Initiation of the offshore rifting is concomitant with active phase of the continental rifting, leading to major sediment fluxes in the deep sea.

Paleo-channels filling on the eastern flank of the Davie ridge are more important to the southern than to the northern part of the ridge. It suggests that the Davie ridge have been uplifted from south toward the north, near to the Kerimbas and the Makonde grabens.

The Rovuma-Rufiji turbidite system is a direct consequence of the reorganization of the flows, synchronously with the initiation of the Davie ridge and associated grabens.

References

- Bourget, J., Zaragosi, S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Ellouz-Zimmermann, N., Schneider, J., 2008. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel. *Mar. Geol.* 255, 179–185. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.002
- Brownfield, M.E., Schenk, C.J., Charpentier, R.R., Klett, T.R., Cook, T.A., Pollastro, R.M., Tennyson, M.E., 2012. Assessment of undiscovered oil and gas resources of four East Africa Geologic Provinces (No. 2327–6932). US Geological Survey.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Phaneroz. Evol. Afr.* 43, 379–410. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1992. The Mesozoic East African and Madagascan conjugate continental margins: stratigraphy and tectonics: chapter 12: African and Mediterranean Margins.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1988. Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 226, 1–79. doi:10.1130/SPE226-p1
- Danforth, A., Granath, J., Gross, J., Horn, B., McDonough, K.-J., Sterne, E., 2012. Deepwater Fans Across a Transform Margin, offshore east Africa. *Geo Expro.*

- Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeke, A.S., Temu, E.B., 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. *J. Struct. Geol.* 37, 161–180. doi:10.1016/j.jsg.2012.01.008
- Ebinger, C., 2012. Evolution of the Cenozoic East African rift system: Cratons, plumes, and continental breakup. *Reg. Geol. Tecton. Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins* 133.
- Emmel, B., Kumar, R., Ueda, K., Jacobs, J., Daszinnies, M.C., Thomas, R.J., Matola, R., 2011. Thermochronological history of an orogen-passive margin system: An example from northern Mozambique. *Tectonics* 30, TC2002. doi:10.1029/2010TC002714
- Franke, D., Jokat, W., Ladage, S., Stollhofen, H., Klimke, J., Lutz, R., Mahanjane, E.S., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., 2015. The offshore East African Rift System: Structural framework at the toe of a juvenile rift. *Tectonics* 34, 2015TC003922. doi:10.1002/2015TC003922
- Gaina, C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J., Medvedev, S., Werner, S.C., Labails, C., 2013. The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics, Progress in understanding the South Atlantic margins* 604, 4–25. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.037
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic Margin of southern Africa. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.* 357, 835–859. doi:10.1098/rsta.1999.0354
- Genik, G., 1993. Petroleum geology of Cretaceous-Tertiary rift basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *AAPG Bull.* 77, 1405–1434.
- Key, R.M., Smith, R.A., Smelror, M., Sæther, O.M., Thorsnes, T., Powell, J.H., Njange, F., Zandamela, E.B., 2008. Revised lithostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic succession of the onshore Rovuma Basin, northern coastal Mozambique. *South Afr. J. Geol.* 111, 89–108. doi:10.2113/gssajg.111.1.89
- Lancelot, Y., 1996. MOZAPHARE-MD104 Cruise.
- Law, C., 2011. Northern Mozambique: True “Wildcat” Exploration in East Africa. *AAPG Search Discov. Artic.* 110157.
- Liu, X., Rendle-Bühning, R., Henrich, R., 2016. Climate and sea-level controls on turbidity current activity on the Tanzanian upper slope during the last deglaciation and the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 133, 15–27. doi:10.1016/j.quascirev.2015.12.002
- Macgregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *J. Afr. Earth Sci.* 101, 232–252. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.09.016
- Malod, J.A., Mougénot, D., Raillard, S., Maillard, A., 1991. New constraints on the kinematics of Madagascar-tectonics structures of the Davie ridge. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II* 312, 1639–1646.
- McDonough, K.-J., Bouanga, E., Pierard, C., Horn, B., Emmet, P., Gross, J., Danforth, A., Sterne, N., Granath, J., 2013. Wheeler-transformed 2D seismic data yield fan chronostratigraphy of offshore Tanzania. *Lead. Edge* 32, 162–170. doi:10.1190/le32020162.1
- Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nat. Geosci.* 4, 707–712. doi:10.1038/ngeo1235
- Mougénot, D., Hernandez, J., Virlogeux, P., 1989. Tectonic and volcanism in the submarine Kerimbas graben (Northern Mozambique continental margin). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 5, 401–409.
- Mougénot, D., Recq, M., Virlogeux, P., Lepvrier, C., 1986. SEAWARD EXTENSION OF THE EAST-AFRICAN RIFT. *Nature* 321, 599–603. doi:10.1038/321599a0
- Mpanda, S., 1997. Geological development of the East African coastal basin of Tanzania.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yirgu, G., Ayalew, T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology* 36, 167–170. doi:10.1130/g24233a.1
- Ponte, J.-P., Robin, C., Guillocheau, F., Baby, G., Dall’asta, M., Al, E., 2016. The Zambezi sedimentary system (coastal plain - deep sea fan): a record of the vertical movements of the Mozambican margin since Cretaceous times. Presented at the European Geosciences Union General Assembly 2016, p. EGU2016-6928-1.
- Raillard, S., Mougénot, D., 1990. Les marges de l’Afrique de l’Est et les zones de fracture associées: chaîne Davie et ride du Mozambique = East African margins and associated fracture zones, Davie and Mozambique ridges [WWW Document]. URL <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=145487> (accessed 11.13.14).
- Roberts, E.M., Stevens, N.J., O’Connor, P.M., Dirks, P.H.G.M., Gottfried, M.D., Clyde, W.C., Armstrong, R.A., Kemp, A.I.S., Hemming, S., 2012. Initiation of the western branch of the East African Rift coeval with the eastern branch. *Nat. Geosci.* 5, 289–294. doi:10.1038/ngeo1432
- Said, A., Moder, C., Clark, S., Abdelmalak, M.M., 2015. Sedimentary budgets of the Tanzania coastal basin and implications for uplift history of the East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.* 111, 288–295. doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.08.012

Salman, G., Abdula, I., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sediment. Geol., Selected Topics Relating to the Indian Ocean Basins and Margins* 96, 7–41. doi:10.1016/0037-0738(95)00125-R

Walford, H., White, N., Sydow, J., 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 49–63. doi:10.1016/j.epsl.2005.07.014

V. Synthèse générale des systèmes sédimentaires de la marge Tanzanie/nord Mozambique

La nature complexe de la marge Tanzanie/Nord Mozambique, anciennement transformante (Jurassique moyen-Crétacé moyen), puis passive (Crétacé moyen-Miocène) et enfin en ouverture (Miocène-Actuel), engendre la mise en place de systèmes source-to-sink atypiques, dont la zone de sédimentation profonde semble surdimensionnée par rapport à la dimension des bassins versants qui l'alimentent.

L'Afrique de l'est est donc soumise à un contexte et une histoire tectonique marquée par de nombreuses phases de rifting et d'uplifts, continentaux et sous-marins (Figure V.1, a.). Les systèmes sédimentaires dit « source-to-sink » de la marge Tanzanie/Nord Mozambique ont évolué en lien avec ces grandes phases tectoniques : les soulèvements continentaux expliquent ainsi des périodes d'export sédimentaire important, permettant alors le développement de systèmes de canyons et de chenaux turbiditiques sur la marge ainsi que la sédimentation de lobes turbiditiques dans les bassins plus profonds (Figure V.1, a.). L'activité tectonique sous-marine a directement influencé l'orientation des écoulements et donc l'architecture des systèmes turbiditiques, ainsi que le blocage et l'arrêt du fonctionnement de certains chenaux précédemment mis en place (Figure V.1, a.).

Ainsi, le bassin des Kerimbas qui draine les sédiments provenant essentiellement des rivières du nord du Mozambique, est contraint par la ride de Davie à confiner les sédiments en son sein et à les exporter à travers un unique exutoire au sud, le chenal St Lazare (Figure V.1, a.). Le bassin de Makonde qui draine les écoulements provenant de Tanzanie est également contraint par la ride de Davie. Les sédiments vont donc être confinés dans le bassin intra-pente et exportés vers le bassin profond à travers le chenal de Tanzanie (Figure V.1, a.).

La combinaison des canyons intra-pentes tanzaniens, du bassin de Makonde, du chenal de Tanzanie et de la zone de dépôts au niveau de la plaine abyssale de Somalie forme l'un des plus grands systèmes turbiditiques de la marge est-africaine, le système turbiditique du Rovuma-Rufiji (Figure V.1, b.). Son architecture, contrôlée par les reliefs tectoniques sous-marins confère au système une efficacité très importante, permettant ainsi la mise en place d'un chenal érosif unique sur plus de 600 km de long. Ce chenal, qui ne présente aucune avulsion excepté dans sa partie la plus distale a sans doute été construit par un processus

d'incisions dans la zone des lobes, remontant jusqu'au chenal initial par érosion régressive (Figure V.1, c.).

La compréhension de l'architecture du système turbiditique et les études sédimentologiques précédentes (Bourget et al., 2008; Liu et al., 2016) ont permis de montrer que le chenal de Tanzanie est alimenté uniquement en période de bas niveau marin (Bourget et al., 2008), la sédimentation turbiditique se concentrant dans la partie proximale du système et le bassin de Makonde lorsque le niveau marin remonte (Liu et al., 2016). Si le climat joue un rôle certain sur les décharges des grands fleuves africains et sur la sédimentation profonde des systèmes source-to-sink des marges nord et ouest africaine, l'échelle de temps ainsi que les paramètres étudiés sur la marge est-africaine nous ont permis de mettre en évidence l'importance du forçage tectonique sur la sédimentation profonde.

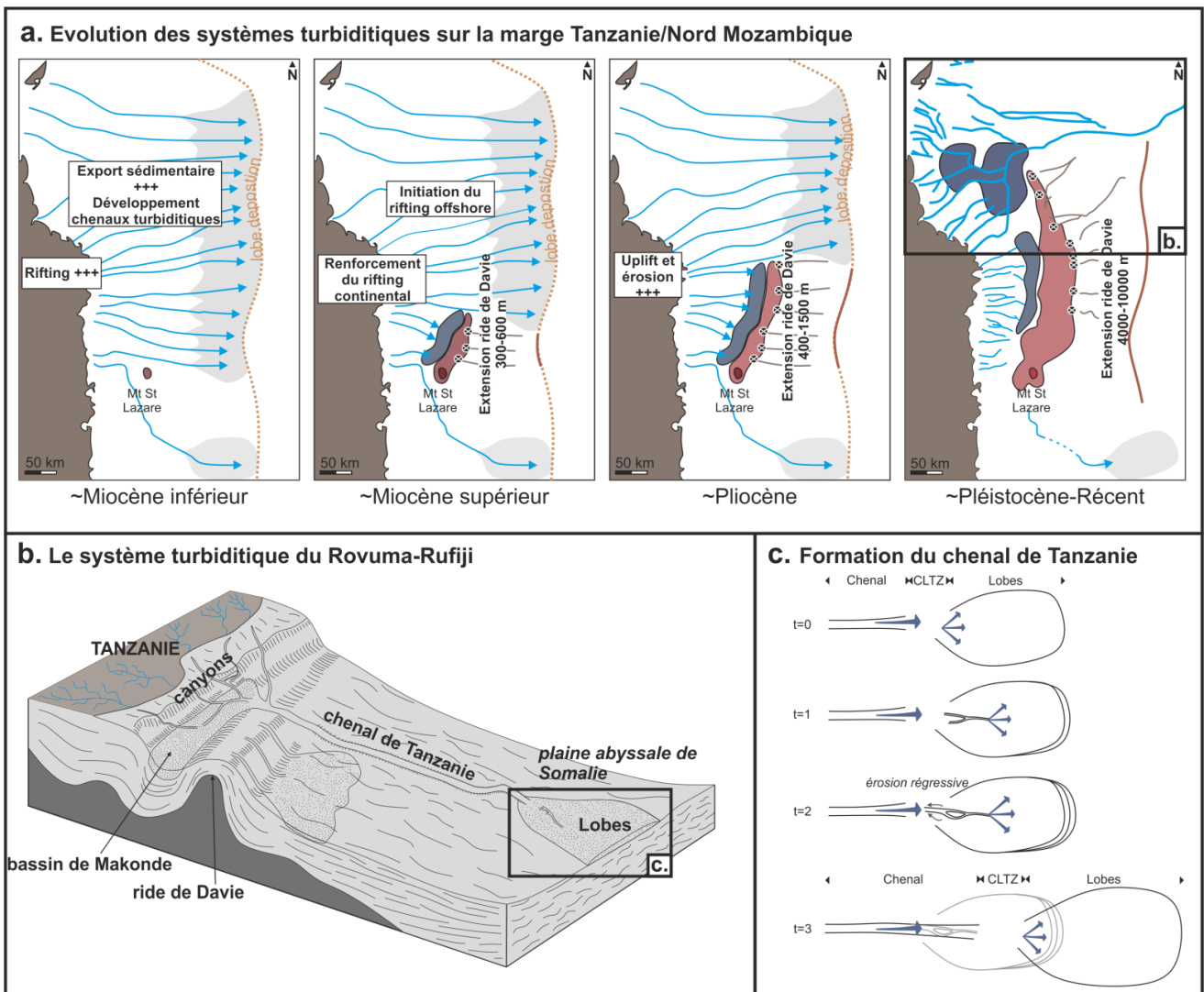


Figure V.1 : Synthèse générale sur (a) l'évolution des systèmes source-to-sink de la marge Tanzanie/Mozambique, (b) l'architecture du système turbiditique du Rovuma-Rufiji et (c) l'hypothèse de formation du chenal de Tanzanie.

Chapitre 4-Le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre ou Bengal fan

La présence d'un canyon sous-marin et de possibles chenaux turbiditiques profonds dans la baie du Bengale ont été décrits pour la première fois en 1953 (Dietz, 1953) et illustrés sur la première carte physiographique de l'océan Indien dès 1964 (Heezen et Tharp, 1964). Le terme de « Bengal fan » a été attribué par Curray et Moore (1971) suite à la première mission (CIRCE 1968) permettant de délimiter approximativement les contours du système turbiditique.

Aucune étude détaillée de l'ensemble de ce système n'existe à ce jour et ce en raison de sa superficie de près de 3 millions de km² empêchant une étude de bonne résolution du système turbiditique dans son intégralité. Les travaux de Curray et Moore (1971) ; Emmel et Curray (1983), sont les premiers à tenter de reconstruire la morphologie et la stratigraphie du Bengal fan, à travers l'étude de données DSDP (Deep Sea Drilling Project, leg 22) et ODP (Ocean Drilling Program, legs 116 et 121). Les processus sédimentaires dans le système turbiditiques commencent à être décrits par Stow et Cochran (1989) et Curray et al. (2003). Ces études n'utilisent cependant que très peu de données sédimentaires, ce qui ne donne qu'une idée générale du fonctionnement du système. Les études détaillées sur le Bengal fan se concentrent uniquement sur des portions restreintes du dernier chenal actif (Hubscher et al., 1997; Weber et al., 1997; Thu et al., 2001; Schwenk et al., 2003, 2005; Kolla et al., 2012). Weber et al. (2003) tentent pour la première fois de faire une synthèse de la sédimentation turbiditique depuis le Pléistocène à travers l'étude des propriétés physiques d'une quarantaine de carottes localisées sur l'ensemble du système.

En raison d'une connaissance très partielle de ce système nous avons dû commencer par collecter un maximum de données afin d'essayer d'avoir une vision plus précise du système. La carte réalisée par Curray et al. (2003) a été le support le plus complet, la plupart des chenaux turbiditiques y sont représentés. A cela nous avons ajouté les données bathymétriques diffusées par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), ainsi que les études bathymétriques issues de différentes missions (Thu et al., 2001; Weber et al., 2003; Schwenk et al., 2003; Thomas et al., 2012; Kolla et al., 2012). Une étude de l'ensemble des profils pétroliers présents dans la zone grâce à la collaboration avec TOTAL nous a également permis de mieux contraindre les façades ouest et nord du Bengal fan.

Ainsi, les jeux de données à disposition pour la réalisation de ce chapitre ont donc été très disparates, allant de l'interprétation des profils pétroliers (TOTAL) à l'interprétation des

carottes sédimentaires prélevées au cours de la mission MONOPOL (2012). Trois zones d'études principales ont été ciblées dans le Bengal fan : l'une située sur une levée du chenal actif, dans la partie médiane du système turbiditique, afin de retracer la construction du chenal actif et son activité sédimentaire, la seconde toujours située dans la partie médiane du système, mais à proximité de systèmes chenaux-levées décrits comme inactifs dans la bibliographie, afin de comprendre le fonctionnement plus général du système turbiditique et enfin à proximité d'un système chenal-levées lui aussi décrit comme inactif, situé dans la partie distale du système. Sur chacune de ces zones nous avons associé l'étude de carottes sédimentaires à des données de sismique THR 3.5 kHz et lorsqu'elles étaient disponibles à des données bathymétriques SMF.

Ce chapitre débutera par un état de l'art présentant le contexte tectonique et climatique dans lequel se sont mis en place la baie du Bengale et le Bengal fan, ainsi que les informations générales sur le système source-to-sink du Gange-Brahmapoutre dans son ensemble. L'histoire sédimentaire du Bengal fan sera retracée à l'aide de références bibliographiques et de données issues de cette thèse. L'activité sédimentaire du système turbiditique sera ensuite présentée à l'échelle de l'Holocène, puis à l'échelle de plusieurs cycles climatiques et ce dans ses parties médiane et distale. Enfin, une étude des flux sédimentaires ainsi qu'une synthèse générale termineront ce chapitre afin de déterminer l'importance des forçages externes impactant l'activité sédimentaire de ce système turbiditique.

I. Etat des connaissances

1.1. Contexte tectonique

1.1.1. Mise en place de la baie du Bengale

La morphologie de la baie et de ses marges est directement liée à l'histoire géologique de la région (Figure I.1).

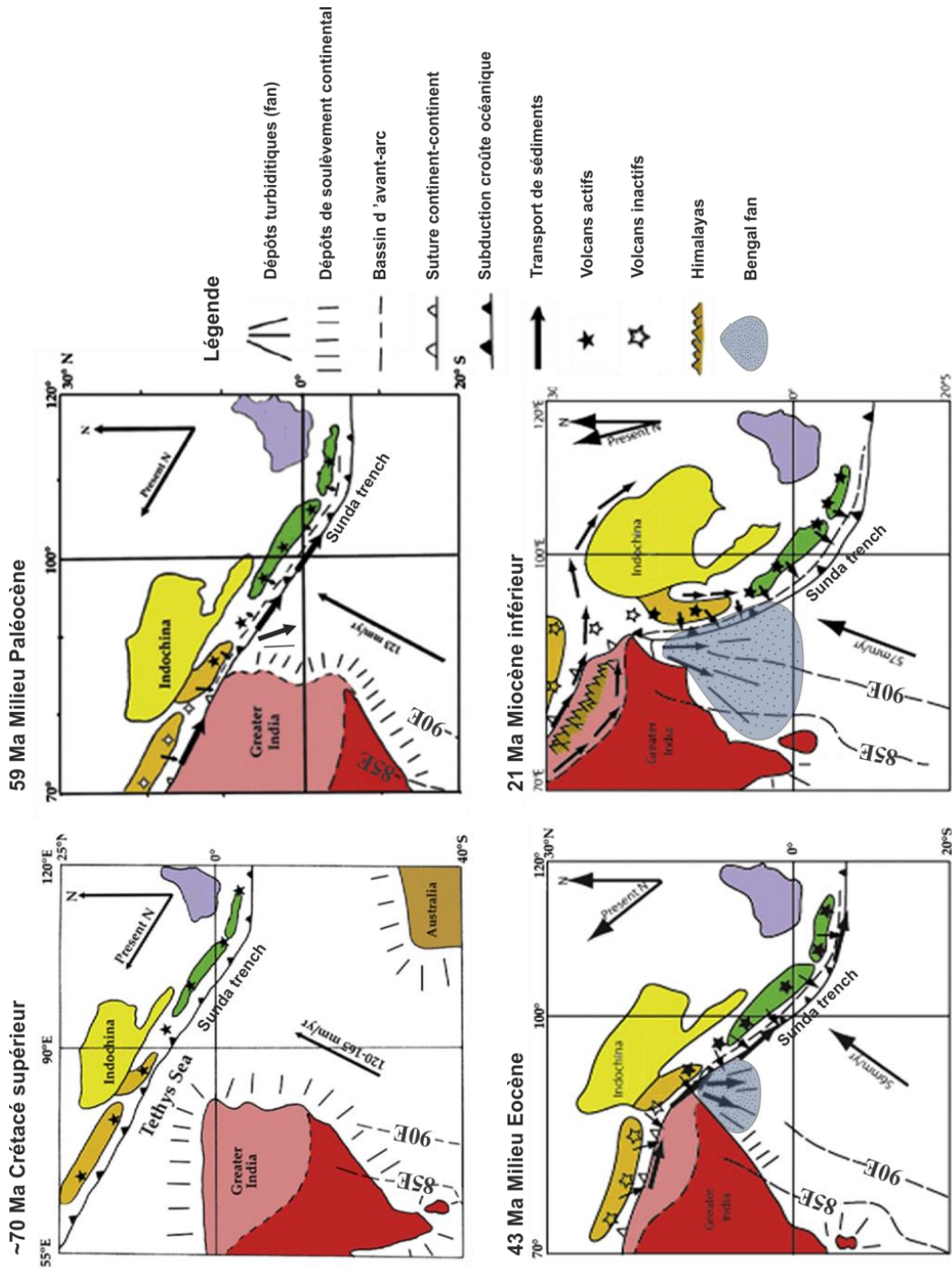


Figure 1.1 Reconstruction des étapes de mise en place de la baie du Bengale depuis le Crétacé supérieur. Modifiée d'après Curray (2014).

La séparation du Gondwana et de l'Inde débute au Crétacé, entre 135-120 Ma (Radhakrishna et al., 2012; Subrahmanyam et al., 1999). L'Inde commence alors une rapide remontée vers le nord, avec des vitesses de l'ordre de 165 mm/an laissant dans son sillage l'océan Indien se développer, remplaçant ainsi l'océan Téthys (Lee and Lawver, 1995; Alam et al., 2003; Curray, 2014). La remontée de l'Inde entraîne la formation de deux rides sous-

marines, les rides 90°E et 85°E, construites par la migration des plaques tectoniques au dessus de points chauds (Krishna et al., 2001; Krishna, 2003). La zone de subduction de Sunda située au sud-est de la baie du Bengale est alors active pendant cette période (Curray, 2014). Les sédiments apportés dans la baie du Bengale avant la collision provenaient alors de fleuves qui drainaient les massifs formés par la ride 85°E sur la partie orientale de la plaque indienne (Bastia et al., 2010).

La première collision, caractérisée de « soft collision » semble avoir eu lieu pendant le milieu du Paléocène, avec une diminution brutale de la vitesse de convergence, comme l'ont démontré les analyses des anomalies magnétiques dans l'océan Indien (Lee and Lawver, 1995). Cette première collision est à l'origine de l'initiation de la baie du Bengale (Figure I.1).

C'est au milieu de l'Eocène que débute la deuxième phase de collision appelée « hard collision » (Curray, 2014). Le soulèvement himalayen commence alors pendant cette période avec une élévation du plateau tibétain de près de 4000 m autour de 40 Ma (Rowley and Currie, 2006). Aikman et al. 2008 décrivent un épaississement crustal sous l'Himalaya et le Tibet autour de 44 Ma. La formation du Bengal fan se fait dans un premier temps autour de 55 Ma avec des sédiments provenant de la zone de collision (Figure I.1), puis, dans un second temps, suite au soulèvement rapide de l'Himalaya, l'alimentation sédimentaire du Bengal fan semble se faire par érosion des massifs tibétains et himalayens (Curray, 2014). Ce remplissage va progressivement recouvrir la ride 85°E dans la baie du Bengale (Figure I.2) et entraîner l'augmentation de la surface des dépôts (Bastia et al., 2010). La fosse de subduction de Sunda, encore active à cette époque, confine une partie des écoulements sédimentaires provenant de l'érosion des terres émergées (Curray, 2014, Figure I.1).

Au début du Miocène, l'érosion des hauts plateaux tibétains et de l'Himalaya est la source de grands volumes sédimentaires qui alimentent le Bengal fan et potentiellement le sud de la mer de Chine (Clark et al., 2004, 2005; Curray, 2014). Les processus orogéniques himalayens n'ont sensiblement pas changé entre le Miocène et l'Holocène, l'orogénèse a donc atteint un état quasi-stable depuis le Miocène (Hodges, 2000).

1.1.2. Activité tectonique au Quaternaire

La collision se poursuit toujours à l'actuel (Curray et al., 1982; Curray, 1991; Lee and Lawver, 1995; Alam et al., 2003; Curray, 2014), le long des fronts himalayens et indo-birmans, de la ride Andaman Nicobar et du fossé de Sunda, comme le montre la présence de nombreux séismes le long de ces axes, répertoriés entre 1968 et 2008 (Figure I.2).

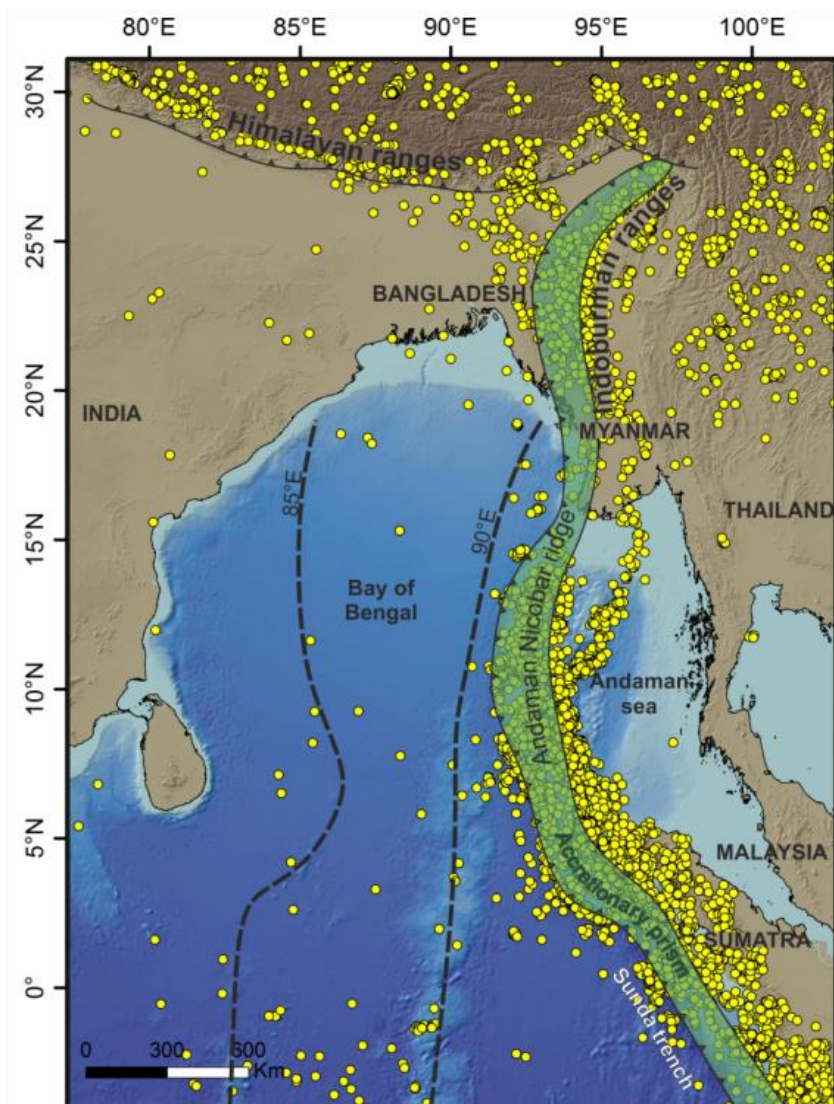





Figure I.2 : Carte tectonique du nord-est de l'océan Indien (modifié d'après Curray et al., 2014). Les séismes représentés en jaune sont issus de la base de données d'EHB, pour des magnitudes supérieures à 3 entre 1968 et 2008 (International Seismological Centre, EHB Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2009).

Legend

-  Subduction zone
-  Ridge axis
-  EHB seisms database (1968-2008)

Cette activité sismique présente tout au long du Quaternaire est enregistrée de différentes manières sur le continent :

- Des dépôts sédimentaires présentant des structures et des géométries de déformation typiquement provoquées par des séismes, tels que des filons remplis de sable liquéfiés, ou encore des structures sédimentaires de type « ball and pillow » ou « flame » (Mugnier et al., 2011). Il s'agit de « séismites » ou SSD pour « soft sediment deformation » et ces structures sont observables dans l'ensemble de la chaîne himalayenne (Anand and Jain, 1987; Mugnier et al., 2011). Au cours de l'Holocène, on recense ainsi quatre épisodes d'activité néotectonique (7,8, 7,4, 6,5 et 6,1 ka cal BP; Anoop et al., 2012) dans la partie nord-ouest de la chaîne himalayenne, mais aussi sur le plateau tibétain, avec des séismes provoquant des glissements de terrain important dans les lacs vers 1,9, 1,3 et 1,1 ka cal BP (Wang et al.,

2014). Un évènement sismique majeur de magnitude supérieur à 6,5 entre 17-13,5 ka BP est également recensé dans la partie centrale himalayenne (Rana et al., 2013), tandis que Phartiyal and Sharma (2009), montrent une sismicité accrue enregistrée entre 35 ka BP et le dernier maximum glaciaire.

- Les incisions fluviales en Himalaya semblent suivre les soulèvements tectoniques prédits par un modèle mécanique utilisé par Lavé and Lavouac (2001). Cependant, le rôle de la tectonique et du climat sur l'incision des talwegs et la formation des terrasses dans les systèmes fluviaux ne sont pas toujours facilement distinguables (Srivastava et al., 2009; Dortch et al., 2011).

Le Bengal fan est donc principalement alimenté par des sources sédimentaires tectoniquement actives, que sont la chaîne himalayenne et le plateau tibétain. Les séismes et l'activité tectonique semblent contribuer à la sédimentation gravitaire dans le canyon principal nommé le « Swatch of No Ground » (SoNG), provoquant des destabilisations des sédiments stockés sur le plateau continental, ou encore des glissements en masse des parois du canyon (Kuehl et al., 1997; Michels et al., 1998; Kottke et al., 2003; Kuehl et al., 2005; Palamenghi et al., 2011).

La surrection continentale rajeunissant continuellement les reliefs et la sismicité associée dans la chaîne himalayenne, influencent très fortement le processus d'érosion et les décharges sédimentaires vers le domaine marin. La sismicité qui s'enregistre dans les bassins versants mais également sur le plateau continental, doit donc avoir un impact sur les sédiments apportés au système turbiditique, cependant il reste impossible de distinguer une origine sismique au sein d'un dépôt turbiditique profond. En effet, les hauts reliefs sont soumis à des régimes de précipitation importants et très irréguliers qui vont également fortement impacter les flux sédimentaires exportés vers le système turbiditique.

1.2. Les variations climatiques sur la façade nord-est de l'océan Indien

La mousson est un phénomène climatique global qui enregistre une variabilité à différentes échelles régionales et temporelles (Webster et al., 1998). Les différents systèmes climatiques régionaux tels que la mousson indienne, la mousson est-asiatique ou encore la mousson australienne interagissent pour redistribuer l'humidité et la chaleur dans l'espace et le temps (Zahn, 2003). Ces systèmes climatiques sont en lien étroit avec les migrations latitudinales de l'ITCZ (Trenberth et al., 2000). Ces systèmes de moussons résultent d'une différence de chaleur entre le continent et l'océan, ce qui induit des variations dans les directions et dans l'intensité des vents, dans les précipitations et les décharges fluviales

(Webster et al., 1998). La façade nord-est de l’océan Indien est soumise à deux principaux phénomènes de mousson : la mousson indienne et la mousson asiatique (Figure I.3). La baie du Bengale et les bassins versants qui l’alimentent sont eux principalement soumis à la mousson indienne (Figure I.3).

La mousson indo-asiatique présente une variabilité saisonnière, interannuelle, biennale, décennale, centennale, millénaire, ou encore orbitale (Webster et al., 1998; Wang, 2006; Clift and Plumb, 2008). Seules seront détaillées les périodicités annuelle, décennale, centennale, millénaire et orbitale, utiles à la compréhension du chapitre.

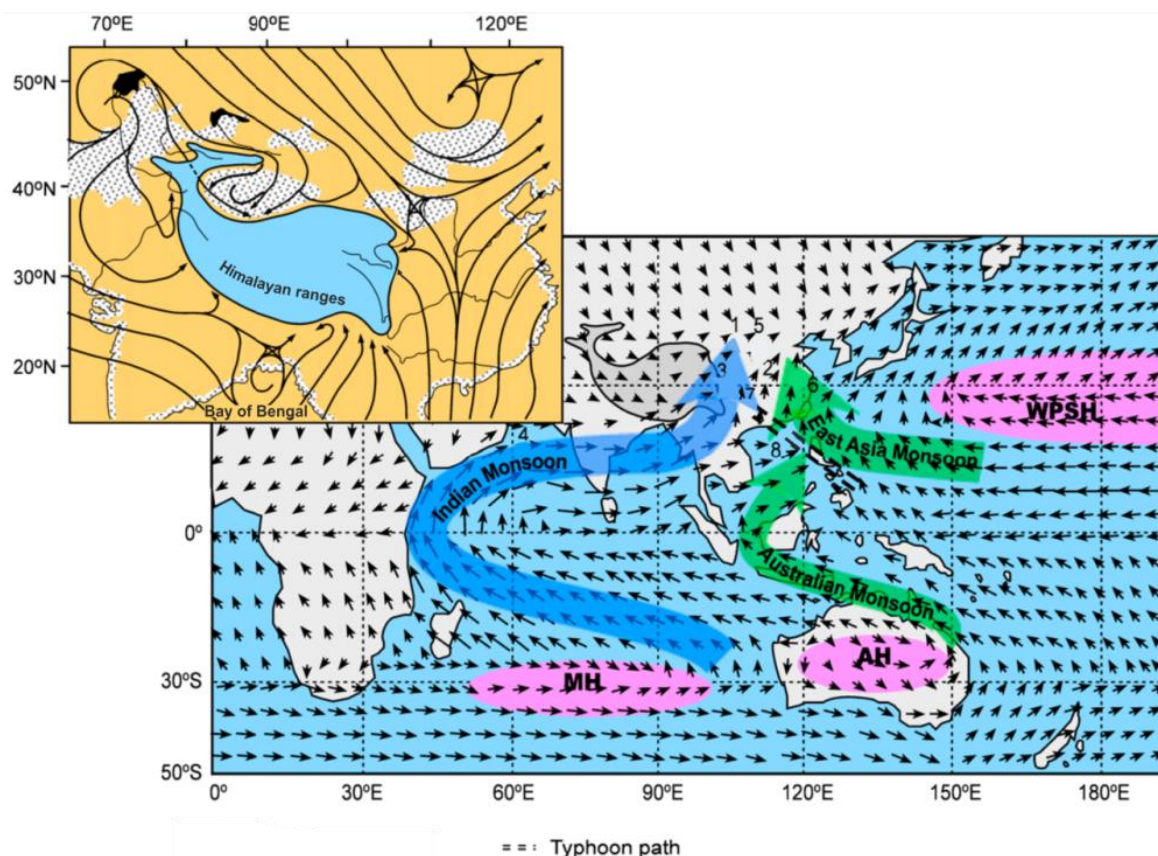


Figure I.3 : Circulation moyenne des vents de juin à août (entre 1974 et 1988) et circulation des différents systèmes de mousson régionaux impactant l’océan Indien et les continents environnants. L’encart montre la circulation détaillée en juillet (moyennée entre 1961 et 1999) au-dessus des massifs himalayens et de la partie nord de la baie du Bengale. Figure modifiée d’après Han et al., (2010).

1.2.1. Les variabilités de la mousson indo-asiatique

1.2.1.1. Variabilité annuelle

Le climat de mousson est caractérisé par un fort contraste saisonnier avec des hivers secs et des étés très humides et une inversion de la direction des vents (Figure I.4). En été, du fait de sa grande inertie thermique, l’océan se réchauffe deux fois moins vite que le continent. Une cellule de basse pression s’installe alors au-dessus du continent, formant ainsi un fort

gradient de pression avec les régions océaniques et entraînant une circulation atmosphérique allant de l’océan vers le continent asiatique. Cette circulation transporte ainsi l’humidité d’origine océanique et provoque de fortes précipitations sur les bassins versants (Figure I.4). A l’inverse en hiver, le continent se refroidit plus rapidement que l’océan, ce qui provoque l’installation d’une cellule de haute pression au-dessus du continent asiatique (Figure I.4). Le champ de pression s’inverse alors et des vents secs soufflent depuis le continent vers l’océan, avec des précipitations moindres pendant cette période sur le continent et accentuées dans l’océan tropical (Figure I.4).

Ainsi, du fait de ce régime de mousson, 90% des précipitations sont concentrées sur 4-5 mois de l’année sur le bassin versant du Gange et engendrent des débits fluviaux et des décharges sédimentaires de juillet à octobre qui représentent plus de 80% des décharges annuelles (Goodbred, 2003 ; Figure I.5).

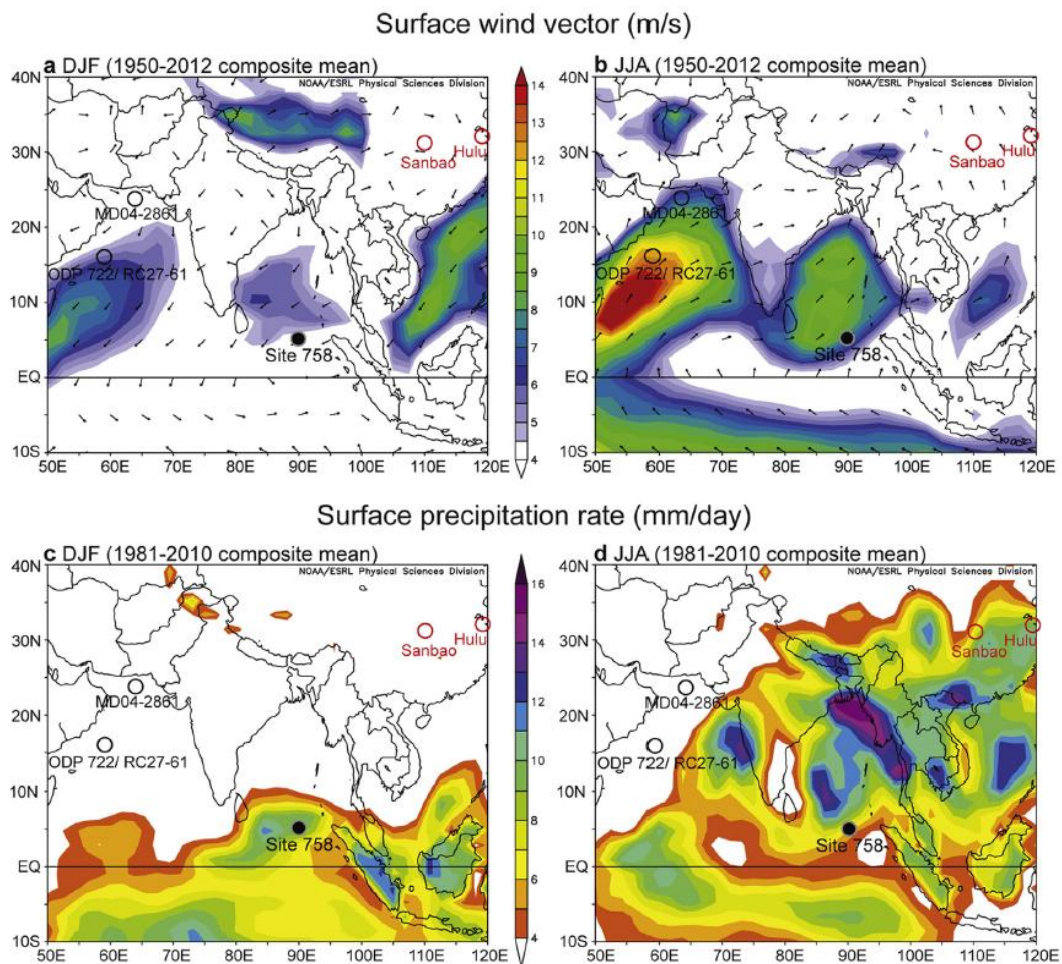


Figure I.4 : Représentation des variations saisonnières dans la direction des vents et des taux de précipitation. DJF : Décembre, Janvier, Février ; JJA : Juin, Juillet, Août. (a) Vitesse moyenne des vents de surface (m/s) en hiver, (b) vitesse moyenne des vents de surface en été, (c) taux de précipitation (mm/jour) en hiver et (d) taux de précipitation en été. Dans Bolton et al. (2013), créée à partir de <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/getpage.pl> and <http://ferret.pmel.noaa.gov/LAS/>.

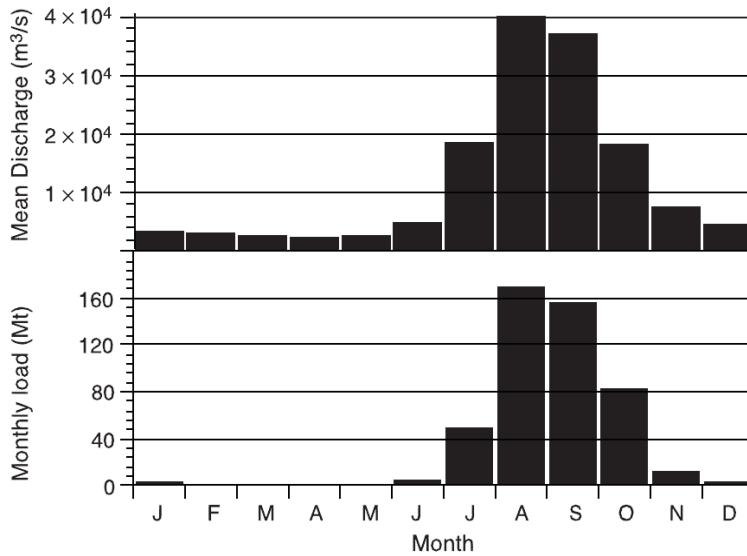


Figure 1.5: Moyennes mensuelles du débit et de la charge sédimentaire de la partie aval du Gange (Goodbred, 2003).

1.2.1.2. Variabilité décennale

La mousson indo-asiatique présente également une variabilité décennale (Wang, 2006; Clift and Plumb, 2008). Pendant une phase décennale humide de la mousson d'été, l'augmentation de la nébulosité et le refroidissement par évaporation de la surface continentale conduit à des maxima de température journalière plus froids que la normale (Wang, 2006). La variabilité décennale de la mousson d'hiver est anti-corrélée avec la variabilité décennale de la mousson d'été (Wang, 2006). Cette variabilité décennale s'enregistre également pendant le dernier maximum glaciaire et pendant l'Holocène en mer d'Arabie (Gupta et al., 2005) et dans les spéléothèmes des grottes asiatiques (Sinha et al., 2005; Wang et al., 2001) et semble varier en réponse aux changements de l'insolation (Clift and Plumb, 2008).

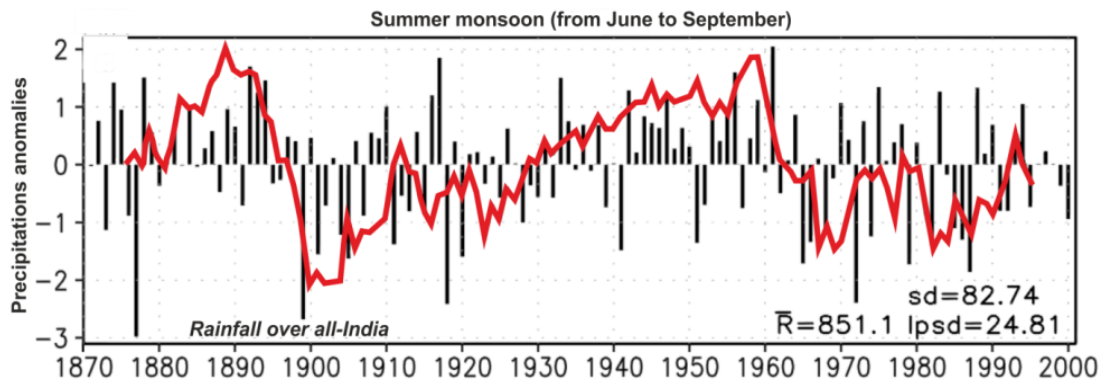


Figure 1.6: Variabilité interannuelle (barres noires) et interdécennale (trait rouge) de l'indice des précipitations sur l'ensemble de l'Inde pour la mousson d'été (juin à septembre) entre les années 1870 à 2000 (modifié d'après Wang, 2006).

1.2.1.3. Variabilité centennale

Couplée à cette variabilité décennale, une variabilité centennale s'enregistre. Les variations du $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique modélisées à l'échelle globale mettent en évidence des périodicités centennales de 512, 206 et 148 ans (Stuiver and Braziunas, 1993). Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ réalisées dans les spéléothèmes asiatiques enregistrent également cette variabilité, comme c'est le cas de la grotte de Dongge (périodicités de 558, 206 et 159 ans ; Wang et al., 2005) et des grottes de Hulu et de Timta (Sinha et al., 2005; Wang et al., 2001). La composition isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes enregistre dans une certaine mesure les taux de précipitations locales. Les enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ dans ces spéléothèmes montrent une augmentation graduelle de l'humidité pendant l'arrivée rapide de la période chaude du Bølling-Allerød. Au sein même de cette période, s'enregistre des variabilités centennales de périodes sèches et de périodes humides (Sinha et al., 2005; Wang et al., 2001). Les variabilités décennale et centennale s'enregistrent également dans les dépôts laminés de la mer d'Arabie, au large du Pakistan (Dooze-Rolinski et al., 2001). Ces variabilités semblent montrer un couplage entre le renforcement de la mousson d'été et l'insolation à l'échelle décennale et centennale et semblent également être dirigées par les variations de l'activité solaire (Clift and Plumb, 2008).

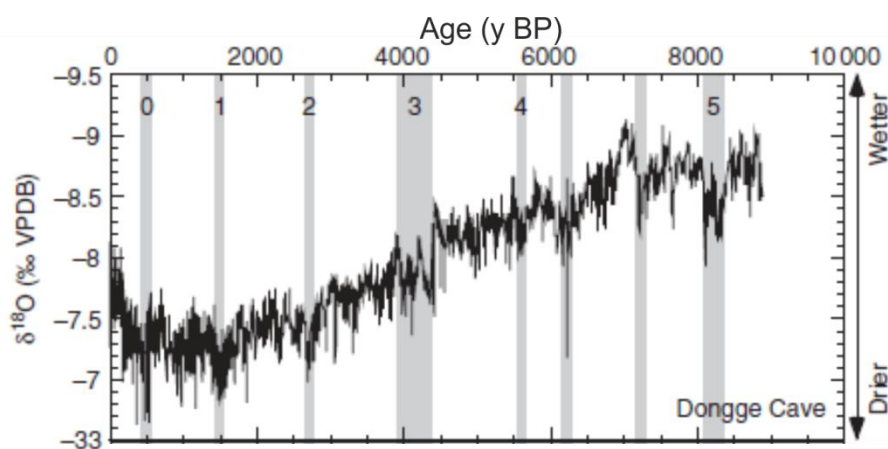


Figure I.7: Mesures de $\delta^{18}\text{O}$ dans le spéléothème Dongge localisé dans le sud de la Chine montrant la variabilité centennale de la mousson asiatique (Wang et al., 2005). Les bandes grises indiquent les événements dans l'évolution de la mousson asiatique au cours de l'Holocène. Les nombres 0 à 5 indiquent les événements de Bond de l'Atlantique nord (Bond et al., 1992).

1.2.1.4. Variabilité millénaire

La variabilité des précipitations pendant la mousson d'été s'enregistre également à l'échelle millénaire, oscillant ainsi entre des phases humides et des phases plus arides (Figure I.8). Cette variabilité de la mousson indo-asiatique a été très bien documentée et notamment sur l'Holocène, à travers des enregistrements paléoclimatiques haute résolution, aussi bien marins (Contreras-Rosales et al., 2014; Zorzi et al., 2015) que continentaux (Dykoski et al.,

2005; Berkelhammer et al., 2012; Cai et al., 2012; Sarkar et al., 2015). Toutes ces études révèlent que l'Holocène présente une phase très humide entre 11-6 ka cal BP, une phase d'aridification du climat entre 6-4 ka cal BP et une phase relativement plus aride entre 4 ka cal BP et l'actuel (Figure I.8). Cette variabilité millénaire a été corrélée par plusieurs auteurs à la variabilité climatique enregistrée en Atlantique nord (Weber et al., 1997; Kudrass et al., 2001; Goodbred and Kuehl, 2000a; Goodbred et al., 2003; Allison et al., 2003). De plus, il semblerait que les variations de la mousson d'été soient fortement corrélées aux variations millénaires de la position de l'ITCZ dans l'océan Indien, comme le montre des données de reconstruction de la mousson indo-asiatique en mer d'Arabie (Ivanochko et al., 2005).

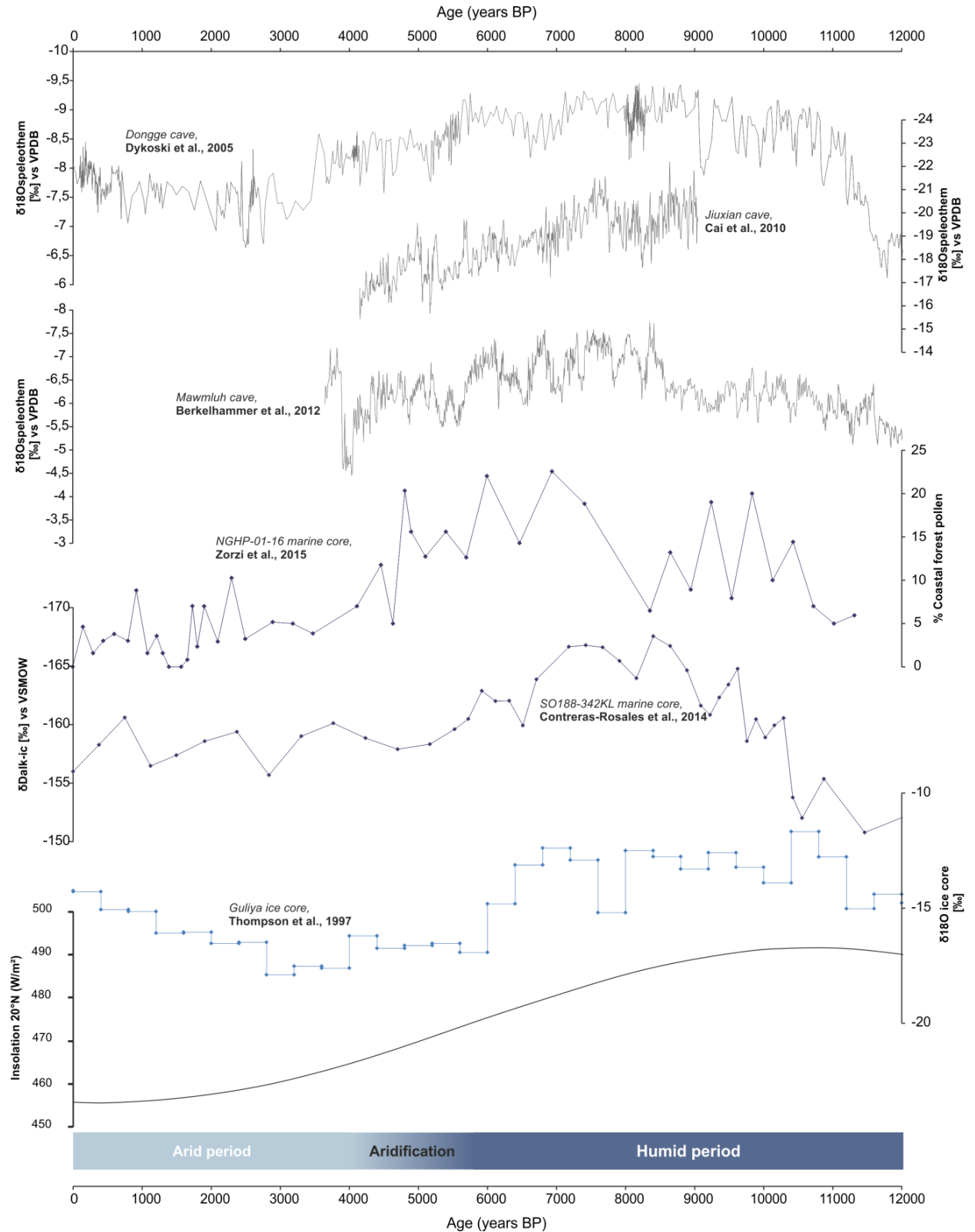


Figure 1.8 : Enregistrements paléoclimatiques de la mousson indo-asiatique au cours de l'Holocène. $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes (Dykoski et al., 2005 ; Cai et al., 2010 ; Berkelhammer et al., 2012) ; Pourcentage de pollen des forêts côtières (Zorzi et al., 2015). δD alcanes (Contreras-Rosales et al., 2014) ; $\delta^{18}\text{O}$ carotte de glace himalayenne (Thompson et al., 1997).

1.2.1.5. Variabilité orbitale

L'intensité de la mousson et du climat global est en lien direct avec les variations d'énergie fournie par le soleil, qui varient à l'échelle des temps géologiques (Clift and Plumb, 2008). Prell and Kutzbach, (1987) ont suggéré que l'intensité de la mousson du sud-ouest et des précipitations régionales sont liées aux cycles de Milankovitch. La mousson a donc varié de façon significative au cours des cycles glaciaires et interglaciaires. Il semblerait que pendant les glaciaires et notamment le LGM, la faible insolation a entraîné une diminution de la mousson d'été et donc une réduction significative des précipitations régionales (Thompson et al., 1997; Goodbred, 2003). Pendant les interglaciaires, les carottes de glace en Himalaya (Thompson et al., 1997), les sédiments dans les lacs himalayens (Dill et al., 2003) ou encore la sédimentation marine en mer d'Arabie (Prell, 1984) semblent montrer un renforcement des régimes hydrologiques avec des conditions relativement humides sur l'Himalaya et un renforcement des vents du sud-ouest. Dans le haut bassin versant du Gange, les glaciers himalayens semblent croître au cours des stades chauds. Alors que les pics d'insolation vont renforcer les précipitations, les faibles températures atmosphériques permettent le développement des glaciers : la combinaison de ces forçages engendre donc une augmentation des décharges sédimentaires vers la baie du Bengale (Goodbred, 2003; Owen et al., 2002). Dans le cas du bassin versant du Gange, on constate pendant les interglaciaires la mise en place de cônes alluviaux géants au pied des reliefs himalayens, déposés en même temps que l'avancée des glaciers (Goodbred, 2003; Shukla et al., 2001).

Il semblerait que les enregistrements de la mousson asiatique par les spéléothèmes asiatiques (Cheng et al., 2012; Cheng et al., 2009; Wang et al., 2008) soient relativement en phase avec les maxima de la mousson d'été indienne enregistrée en mer d'Arabie (Caley et al., 2011), ainsi qu'avec les minima de stratification dans l'océan Indien équatorial (Bolton et al., 2013) et la mise place des paléosols sur les plateaux chinois (Sun et al., 2006; Figure I.9). Le $\delta^{18}\text{O}$ issu de la carotte de glace tibétaine Guliya de Thompson et al. (1997) témoigne de l'activité hydrologique sur le bassin versant du Gange (Goodbred, 2003) et semble également relativement bien corrélé avec les enregistrements isotopiques marins et continentaux (Figure I.9). La mousson indo-asiatique impactant donc le cycle hydrologique sur les bassins versants des grands fleuves tels que le Gange et le Brahmapoutre va donc influencer les décharges sédimentaires transférées vers le domaine marin profond.

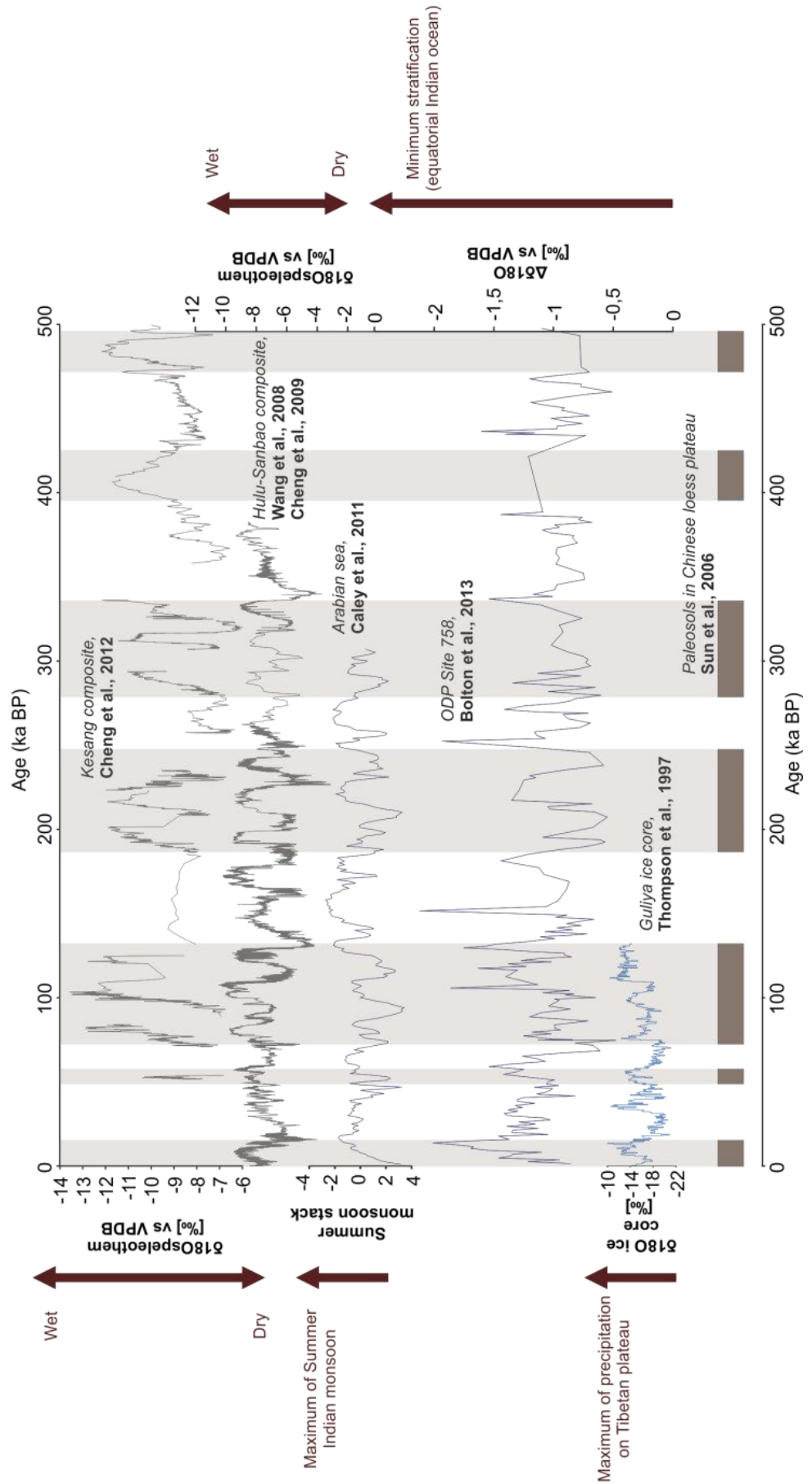


Figure I.9: Enregistrements paléoclimatiques de la mousson indo-asiatique sur les derniers 500 ka BP.

Plusieurs études dans la baie du Bengale révèlent l'impact de la mousson sur la sédimentation dans le domaine marin. Les variations des propriétés magnétiques des sédiments sur 160 ka BP (Li et al., 2006), les variations de salinité sur 80 ka BP (Kudrass et al., 2001) et les variations de la composition isotopique des n-alkanes sur les derniers 18 ka BP (Contreras-Rosales et al., 2014) enregistrent les variations de la mousson d'été et montrent un lien avec les variations climatiques « rapides » enregistrées dans l'Atlantique nord. Aux rythmes glaciaire/interglaciaire, s'ajoute le signal de précession (23 ka BP). Les variations de flux sédimentaires étudiées sur les derniers 110 ka BP (Phillips et al., 2014), semblent montrer que la sédimentation terrigène sur la façade ouest de la baie du Bengale est fortement influencée par l'intensité de la mousson en Inde. Les variations de la mousson sont donc à prendre en compte dans l'étude de la sédimentation profonde de la baie du Bengale.

II. Présentation du système source-to-sink du Gange-Brahmapoutre

2.1. Généralités sur l'ensemble du système

La baie du Bengale est le réceptacle de nombreux fleuves indiens tels que le Krishna, le Godavari, le Mahanadi (Figure II.1), dont les décharges fluviales vont se concentrer sur la façade ouest de la baie sous forme de deltas et alimenter partiellement la partie occidentale du Bengal fan (Rao and Kessarkar, 2001; Kessarkar et al., 2005). Sur la façade est de la baie, un fleuve majeur se décharge principalement en mer d'Andaman, l'Irrawadi. Le Gange, le Brahmapoutre et leurs tributaires himalayens dont fait partie le Tsangpo, drainent près de 1 830 000 km², depuis le Tibet central et l'Himalaya, jusqu'à l'estuaire principal ou se jette également le Meghna (Figure II.1a.).

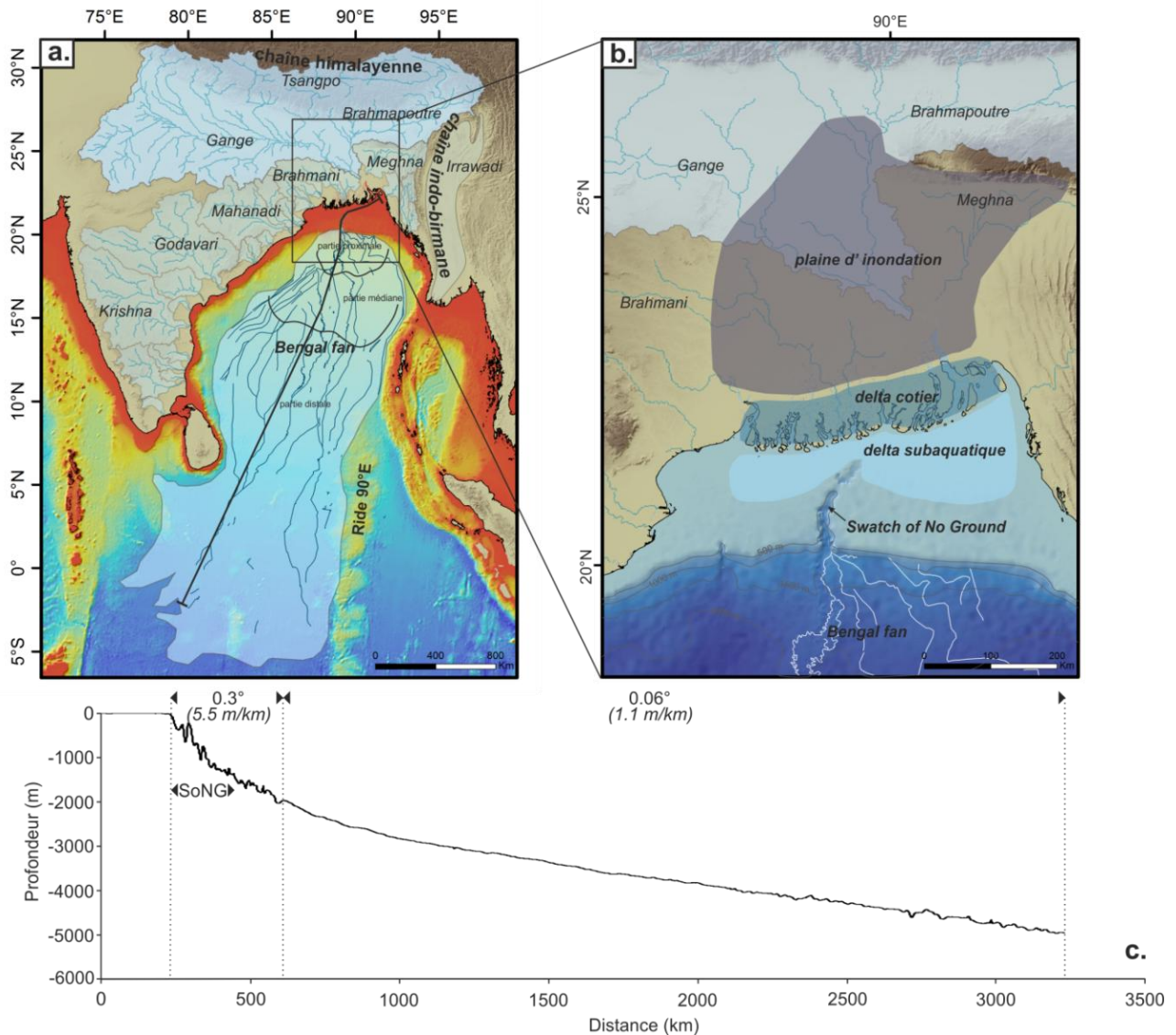


Figure II.1 : Carte de localisation du Bengal fan et des bassins versant qui l'alimentent. Zoom sur le delta du GB, le plateau continental et le canyon principal. Profil topographique depuis l'embouchure des fleuves GB jusqu'à la zone terminale du système décrite par Curray et al. (2003).

Les décharges sédimentaires du système Gange-Brahmapoutre (GB) sont estimées à 1×10^9 t/an (Milliman and Syvitski, 1992) et sont principalement dues aux intenses précipitations pendant la mousson d'été. Approximativement trois quarts des sédiments du système GB atteignent l'embouchure (Goodbred and Kuehl, 1999). Le bassin versant du Brahmapoutre enregistre des taux d'érosion plus élevés (2,9 mm/an) que celui du Gange (2,1 mm/an) ce qui est sans doute lié à des précipitations plus importantes (Galy and France-Lanord, 2001). Le budget sédimentaire actuel du système GB se répartit en quatre zones (Figure II.1b.) : la plaine d'inondation, qui stocke 30% des décharges, le delta côtier 10%, le delta subaquatique 40% et enfin le canyon Swatch of No Ground (SoNG) associé au système profond qui récupère près de 20% des décharges sédimentaires (Goodbred and Kuehl, 1999; Rogers et al., 2013). La

plaine d'inondation ainsi que le delta côtier subissent des effets de subsidence importants atteignant par endroit près de 4 mm/an (Goodbred and Kuehl, 2000a). Ce phénomène de subsidence semble entraîner des avulsions locales du Gange-Brahmapoutre ainsi qu'impacter la construction du delta (Reitz et al., 2015). Les régions à fort taux de subsidence et à forts apports sédimentaires sont soumises à des avulsions plus fréquentes, sur la plaine alluviale et dans le delta (Reitz et al., 2015). La fréquence d'avulsion des bras principaux du fleuve dans le delta est estimée à ~2000 ans par ces mêmes auteurs.

Le plateau continental au large du Gange-Brahmapoutre s'étend en moyenne sur près de 150 km de large jusqu'au rebord de pente et présente des profondeurs d'eau comprises entre 0 et -150 m (Figure II.1b.). Le delta subaquatique se met en place sur l'ensemble du plateau où les profondeurs d'eau ne dépassent pas 75 m (Goodbred and Kuehl, 1999). Le canyon principal, le SoNG, incise le plateau continental selon une direction NE-SW, à environ 30 km des côtes du Bangladesh (Figure II.1). La tête du canyon se situe à environ 160 km à l'ouest de l'embouchure de l'estuaire du GB. Le canyon mesure près de 500 m de profondeur au niveau de sa tête, puis s'approfondit jusqu'à atteindre 1300 m au niveau de la rupture de pente du plateau continental (Figure II.1c.). Les taux de sédimentation modernes au niveau du rebord de la tête du canyon sont compris entre 6 et 10 cm/an (Kuehl et al., 1997; Kudrass et al., 1998; Michels et al., 2003).

Au sein même du SoNG, les taux de sédimentation modernes diminuent avec l'augmentation de la profondeur d'eau, passant ainsi d'une moyenne de 60 cm/an vers -250 m de profondeur à une moyenne de 22 cm/an à ~-450 m de profondeur (Michels et al., 2003). Ces taux de sédimentation s'expliquent par une alimentation quasi continue due aux fortes décharges fluviales (Kudrass et al., 1998; Rogers and Goodbred, 2010; Rogers et al., 2015). Des ravines, identifiées sur les bords du canyon, servent de conduits préférentiels pour les écoulements (Kuehl et al., 1997; Kottke et al., 2003). Associés à cette sédimentation exceptionnelle, des glissements gravitaires sur le bord est du canyon décrits par la présence de failles de croissance augmentent eux aussi la sédimentation dans la tête du canyon (Kottke et al., 2003). Les sédiments stockés dans la tête du canyon sont ensuite remaniés par des processus gravitaires, transférant alors les sédiments sous forme de courant de turbidité vers le Bengal fan (Kudrass et al., 1998). Ces écoulements gravitaires peuvent être liés (1) à la surcharge sédimentaire en raison des forts taux de sédimentation (Kudrass et al., 1998), (2) aux cyclones tropicaux et aux changements de cycles de marée, (Kudrass et al., 1998; Rogers and Goodbred, 2010; Rogers et al., 2015) et (3) aux séismes (Kudrass et al., 1998).

Au pied de ce canyon principal s'étend, sur près de 3 000 000 km², le plus grand système turbiditique au monde : le Bengal fan. Il se développe sur des profondeurs variant de 1000 m dans sa partie proximale, à 5000 m dans sa partie distale. L'épaisseur maximale du système turbiditique est de 16 km (Stow and Cochran, 1989) tandis que la masse de sédiment est estimée à un peu moins de 3×10^{16} t (Curry, 1994). Le Bengal fan a été divisé par Emmel and Curry (1983) en trois parties : (1) la partie proximale, dont la pente du système est en moyenne de 5,7 m/km et dont la limite inférieure est fixée à environ -2250 m de profondeur, (2) la partie médiane, dont la pente est en moyenne de 1,7 m/km et dont la limite inférieure correspond plus ou moins à l'isobathe -2900 m et enfin (3) la partie distale, dont la pente est inférieur à 1 m/km.

Sur l'ensemble de la surface du Bengal fan, de nombreux systèmes-chenaux-levées se sont mis en place. La nomenclature des systèmes chenaux-levées utilisée dans ce manuscrit est celle définie par Curry et al. (2003). Le chenal actif, nommé AV pour « Active Valley », est situé dans la partie centrale de la baie du Bengale. Les systèmes chenaux-levées localisés à l'est se déclinent à partir de AV en E1, E2, E3, E4, etc., tandis que les systèmes chenaux-levées situés à l'ouest de AV se nomment successivement W1, W2, W3, etc. (Curry et al., 2003, Figure II.2). De par leurs directions et leurs localisations vis-à-vis du SoNG ces chenaux turbiditiques semblent être majoritairement alimentés par le système GB (Curry et al., 2003).

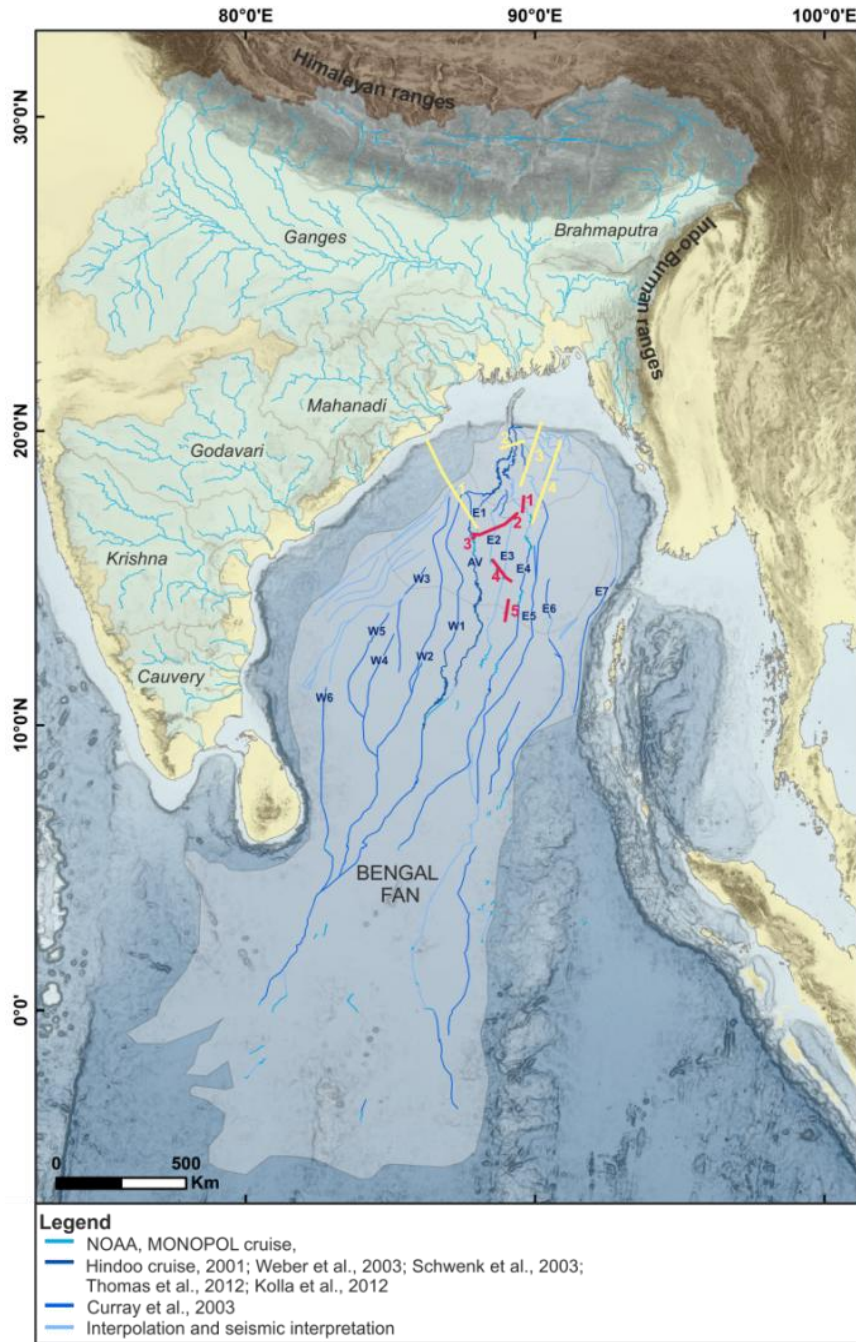


Figure II.2: Carte du système et des chenaux-levées associés. Position des profils sismiques MONOPOL en rouge et pétrolier (TOTAL) en jaune.

2.2. Histoire sédimentaire du Bengal fan

La construction du Bengal fan a probablement été initiée au Paléocène supérieur, en tant que petit système turbiditique restreint dans la partie nord de la baie du Bengale (Figure I.1). Ces dépôts paléocènes se retrouvent actuellement enfouis sous les sédiments du delta et du plateau continental (Alam et al., 2003; Curray, 2014). Le processus dominant dans la mise en place du Bengal fan est la progradation des sédiments vers le sud de la baie jusqu'au Miocène (Alam et al., 2003; Curray, 2014; Figure II.3). La partie sud du Bengal fan est donc plus jeune

que la partie nord et a été datée du Miocène (Cochran and Stow, 1987). Les plus anciens dépôts turbiditiques étudiés dans le Bengal fan sont datés du Miocène inférieur et semblent provenir de l'érosion de la haute chaîne himalayenne cristalline (France-Lanord et al., 1993; Galy et al., 1996). La construction du Bengal fan se fait en lien avec les phases tectoniques majeures himalayennes et chaque phase tectonique engendre une discontinuité sismique dans la mise en place du Bengal fan (Tableau II.1).

Tableau II.1 : Evènements tectoniques himalayens corrélés à la stratigraphie sismique du Bengal fan et aux résultats des forages ODP du leg 116. (1) Alam et al., 2003 ;(2) Catlos et al., 2001 ;(3) Catlos et al., 2002 ;(4) Cochran, 1990 ;(5) Curray et al., 2003 ;(6) Derry and France-Lanord, 1996 ;(7) Harrison et al., 1992 ;(8) Krishna et al., 2001a ; (9) Molnar et al., 1993 ; (10) Stow et al., 1990 ;(11) Valdiya, 2002. Extrait de Schwenk and Spiess, 2009.

Age	Tectonic events in the Himalayas	Seismic stratigraphy of the Bengal Fan	Drilling results (ODP Leg 116 sites)
Early Eocene (~ 44 Ma)	Start of Himalayan orogeny (1)	Unconformity representing onset of the fan (5)	
Early Miocene (~ 22 Ma)	Uplift of Himalayas and Indo-Burman Ranges (1)		
Late Miocene (~ 7–8 Ma)	Rapid uplift event of the Himalayas and extension of Tibetan Plateau (7,11)	Unconformity representing intraplate deformation event (5,8)	Lithology changed from silty to muddy, grain size and sedimentation rates decreased, clay mineralogy changed from illite to smectite(4,6,10)
Early Pliocene (~ 4–5 Ma)	Reactivation of the Main Central Thrust in the central Himalayas (2,3)	Unconformity representing intraplate deformation event (8)	Lithology changed for a short period to silty turbidites (4,10)
Mid Pleistocene (~ 0.8–1 Ma)	Increase of uplift rate (6,11)	Unconformity representing intraplate deformation event (8)	Lithology changed from muddy to silty, sedimentation rates and grain size increased, clay mineralogy changed from smectite to illite (4,6,10)

Depuis les derniers 300 ka BP, le Bengal fan semble enregistrer plusieurs sources sédimentaires : une source provenant du Gange-Brahmapoutre pour toute la partie ouest de la baie du Bengale, une source provenant de l'Irrawady pour la mer d'Andaman et une source des chaînes indo-birmanes pour la partie est de la baie du Bengale (Colin et al., 1999). Les sources sédimentaires semblent également varier en fonction de la période étudiée : les périodes interglaciaires (Stades isotopiques 5 et 1) sont associées à une contribution plus importante de la plaine alluviale drainée par le Gange-Brahmapoutre, les périodes glaciaires témoignent plutôt d'une contribution accrue des hauts plateaux tibétains (Stades isotopiques 6, 4-3-2 ; Jousain et al., 2016).

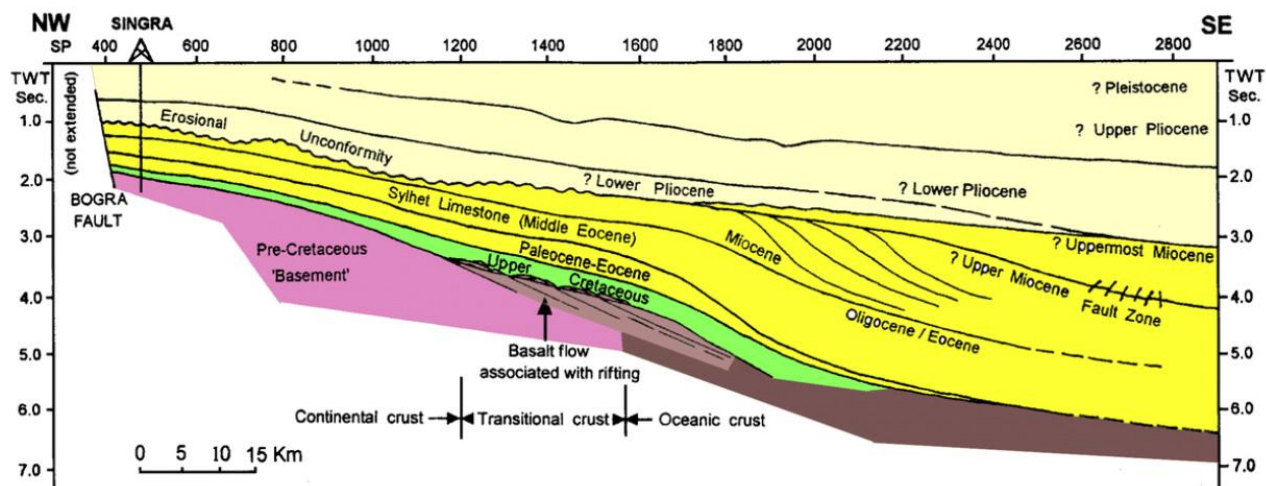


Figure II.3: Coupe stratigraphique NW-SE depuis 25°N,89°E à 23°N, 91°E. Dans Curray et al., 2014, d'après Alam et al. (2003).

Les structures sédimentaires visibles à la surface du Bengal fan sont des systèmes chenaux-levées actifs et inactifs, probablement initiés pendant le Quaternaire (Curray et al., 2003, Figure II.2). La plupart des avulsions de systèmes chenaux-levées semble se produire à la transition entre la partie proximale et la partie médiane du Bengal fan (Curray et al., 2003, Figure II.2). D'après ces mêmes auteurs, il semblerait que les systèmes chenaux-levées quaternaires localisés à l'est de la baie du Bengale (E6 à E1) aient été mis en place en premiers, puis le canyon principal (SoNG) aurait pris sa configuration actuelle et aurait alors permis de former les chenaux dans la partie ouest de la baie du Bengale, de W6 jusqu'au chenal actif AV (Figure II.2).

Curray et al. (2003) divisent alors l'activité sédimentaire du Bengal fan au Quaternaire en 4 phases majeures (Figure II.4) : (1) la période A (1,9 Ma-960 ka BP), pendant laquelle sont suggérés au moins deux canyons actifs, (2) la période B (960-465 ka BP) pendant laquelle plus de quatre canyons semblaient fonctionner, (3) la période C (465-125 ka BP) pendant laquelle l'alimentation du système turbiditique semble se concentrer dans la partie orientale de la baie, avec là encore l'activité de plusieurs canyons et enfin (4) la période D (125 ka BP à l'actuel), pendant laquelle l'activité sédimentaire du Bengal fan migre de la partie orientale vers la partie plus centrale de la baie et durant laquelle le SoNG se mettait en place. Le système turbiditique semble donc passer d'une alimentation multi-source avec plusieurs canyons distributaires, à mono-source aux alentours de 125 ka BP, avec la mise en place du SoNG (Curray et al., 2003 ; Figure II.4).

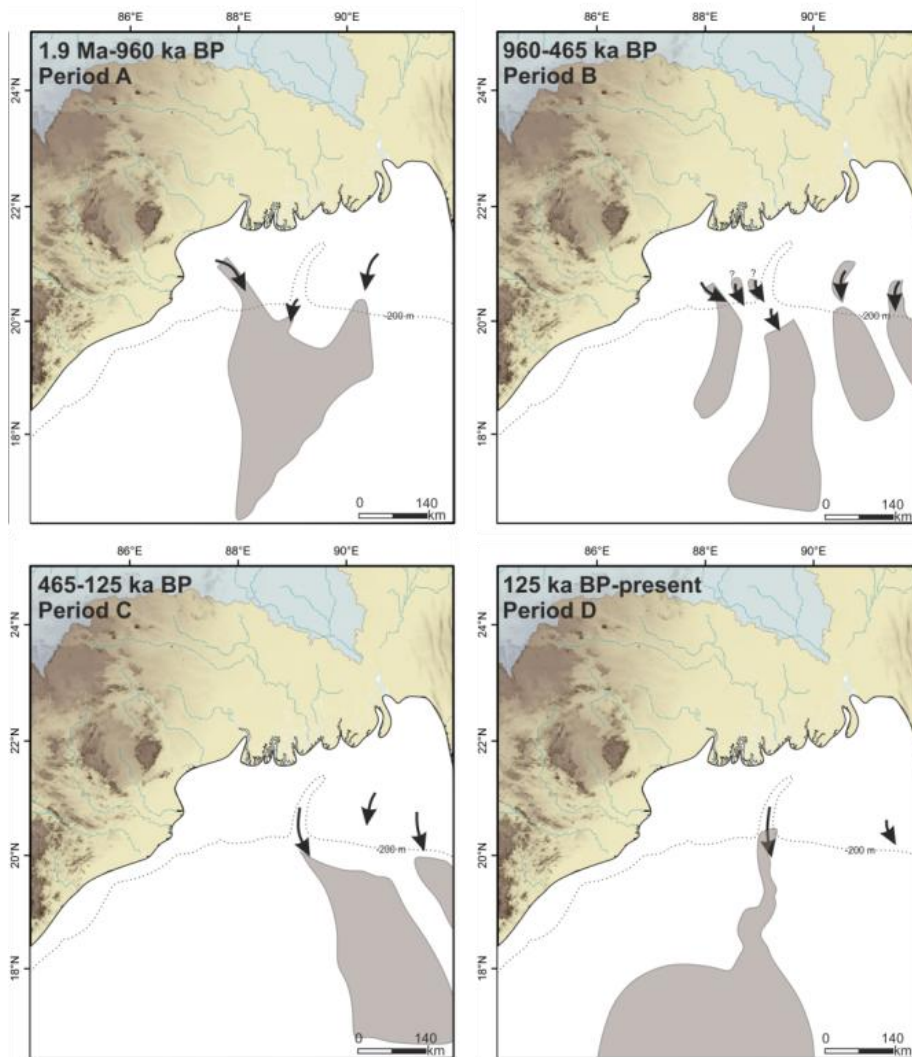


Figure II.4 : Reconstitutions du Bengal fan au cours du Quaternaire, montrant les principaux changements dans l'alimentation du système turbiditique (modifié d'après Curray et al., 2003).

Il est à noter que d'après Curray et al. (2003), il n'est pas possible de savoir si les différents canyons présents pendant les périodes A, B et C ont fonctionnés simultanément ou non.

Les systèmes chenaux-levées présentent tous en sismique des géométries en « moustache », caractéristiques de débordements de levées (Figure II.5 ; Figure II.6). Certains systèmes sont enfouis (Figure II.5, Figure II.6, profils 2 et 6) : ils ont sans doute été abandonnés par avulsion en amont, puis recouverts par des systèmes plus récents. Chaque système chenal-levées se développe sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Figure II.5, Figure II.6, profil 2) et présente tous des levées construites bien développées et un talweg parfois entouré de terrasses, ou levées internes (Figure II.6, profil 2).

Dans le cas d'un système turbiditique aussi important et dont les chenaux sont méandriformes, il reste très difficile de différencier dans les données sismiques les avulsions complètes de chenaux des abandons de méandres plus locales (Figure II.7). Les dépôts de débordements, ainsi que les systèmes chenaux-levées présents sous la levée d'un système actif peuvent donc être des dépôts de ce même chenal, ayant subi un abandon de méandre (Figure II.7). La position des profils sismiques réalisés est donc déterminante dans la qualité de l'interprétation des données. Afin de mieux appréhender ce problème, de nombreux profils sismiques sont nécessaires, ainsi qu'une couverture bathymétrique de l'ensemble du système, ce dont nous ne disposons pas. Schwenk et al. (2003) décrivent ce processus d'abandon de méandres sur le chenal actif et montrent une importante fréquence d'avulsion qui semble être en moyenne tous les 750 ans.

Les profils pétroliers fournis par TOTAL mettent en évidence la présence de tous ces systèmes chenaux-levées sur le fond marin de la baie du Bengale (Figure II.5). Certains systèmes chenaux-levées enfouis sous des systèmes plus récents laissent tout de même leurs empreintes sur le fond marin (Figure II.5, profils 2, 3 et 4). En observant plus en détail le profil 1 de la Figure II.5, des systèmes chenaux-levées fossiles en rouge semblent être recouverts par une sédimentation de pente, représentée en bleue. Ces systèmes fossiles ont été datés par Bastia et al. (2010) comme étant du Pliocène.

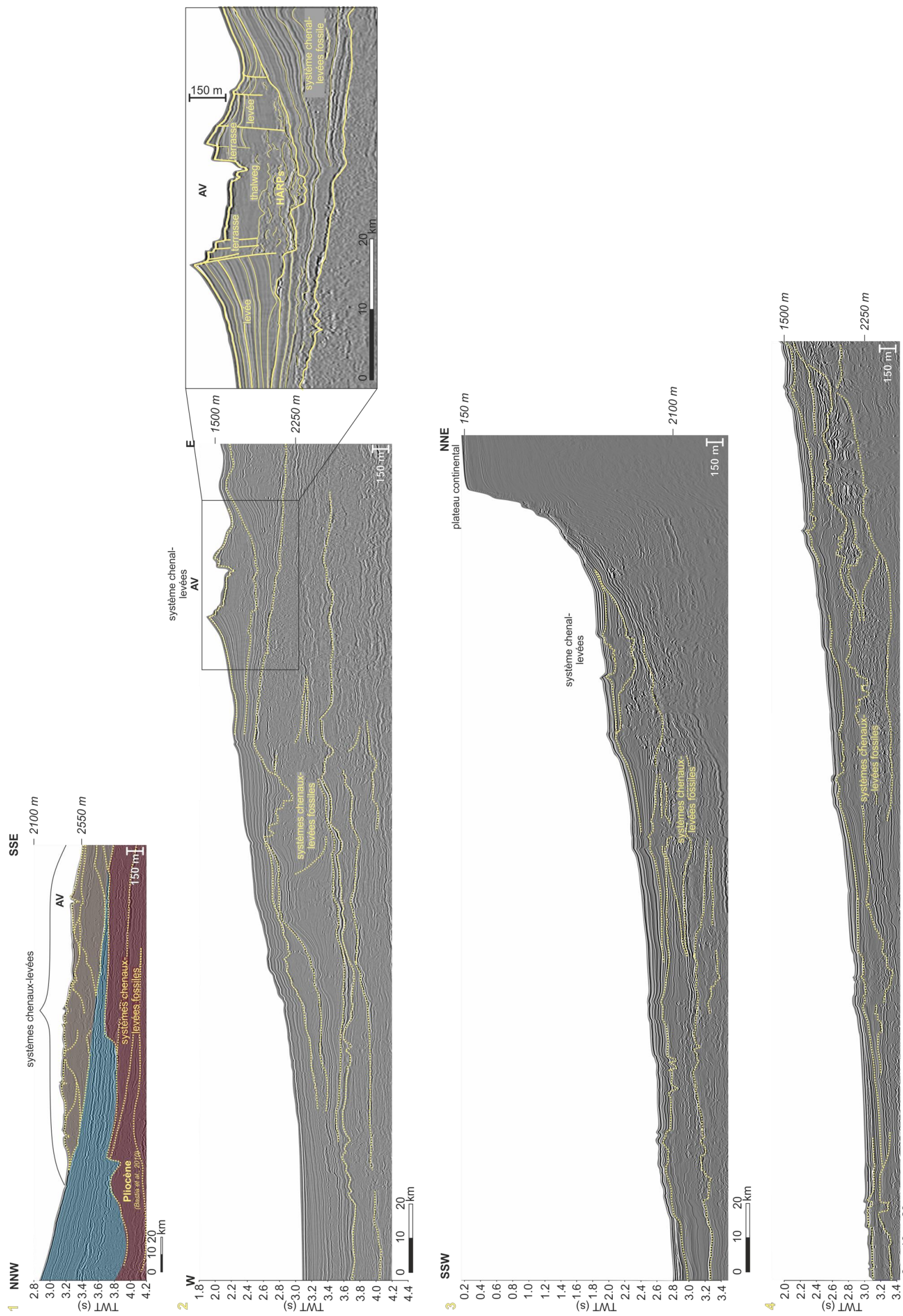


Figure II.5 : Profils sismiques pétroliers (TOTAL). Interprétation schématique des systèmes chenaux-levés. Localisation des profils (en jaune) sur la Figure II.2

Au-dessus de cette sédimentation de pente bleue, de nouveaux systèmes chenaux-levées viennent ensuite se mettre en place (en marron, sur la Figure II.5, profil 1). Ce profil permet d'affirmer qu'au Pliocène, les systèmes chenaux-levées étaient présents dans la partie ouest de la baie du Bengale. La présence de l'unité de pente sus-jacente semble montrer une migration des systèmes chenaux-levées vers l'est, post-Pliocène, permettant une sédimentation plus régulière sur la pente indienne. Ces observations vont dans le sens des observations faites par Curray et al., (2003), au sujet de la présence des systèmes chenaux-levées dans la partie est de la baie du Bengale au début du Quaternaire (Figure II.4). Des systèmes chenaux-levées viennent ensuite se remettre en place au-dessus de l'unité de pente bleue (Figure II.5, profil 1), il s'agit des systèmes chenaux-levées nommés par Curray et al. (2003) comme étant les systèmes « W ».

Si le profil 1 de la Figure II.5 confirme l'hypothèse de Curray et al. (2003) d'un système turbiditique plus à l'est dans la baie du Bengale à partir de 1,9 Ma, les données de sismiques pétrolières n'ont pas la résolution suffisante pour permettre d'étudier en détail l'agencement des chenaux les uns par rapport aux autres et de confirmer ou d'infirmer l'idée d'une évolution du type E6->E5->E4->E3->E2->E1->W6->W5->W4->W3->W2->W1->AV, ainsi que leurs périodes d'activité/inactivité décrites par ces mêmes auteurs. La sismique 3.5 kHz obtenue pendant la mission MONOPOL (2012) permet en effet de mieux observer ces agencements (Figure II.6).

Le profil 1 de la Figure II.6 met en évidence la présence de deux systèmes chenaux-levées, dont un fossile et un système pouvant correspondre au système E4 nommé par Curray et al. (2003). Le profil sismique ne coupe cependant pas le système de façon à voir son talweg, mais des structures en moustaches typiques des levées turbiditiques y sont discernables. Le profil 2 de la Figure II.6 montre une succession de systèmes chenaux-levées dans la partie médiane du Bengal fan, identifiés comme étant les systèmes chenaux-levées E3, E2, E1 et AV (d'est en ouest) décrits par Curray et al. (2003). Là encore, la position du profil sismique ne permet pas de distinguer correctement la présence des talwegs pour les systèmes chenaux-levées E3 et E2. Dans la partie plus distale du système turbiditique (Figure II.6, profil 4), les talwegs des systèmes chenaux-levées E3 et E2 sont bien visibles. Il semblerait même qu'E2 se soit construit sur la levée ouest du système chenal-levées E3. Les talwegs de ces deux systèmes incisent sur plus de 20 m de profondeur, même si un léger remplissage sédimentaire est visible dans le fond des talwegs, ils ne sont pas comblés. Ils sont donc toujours potentiellement actifs.

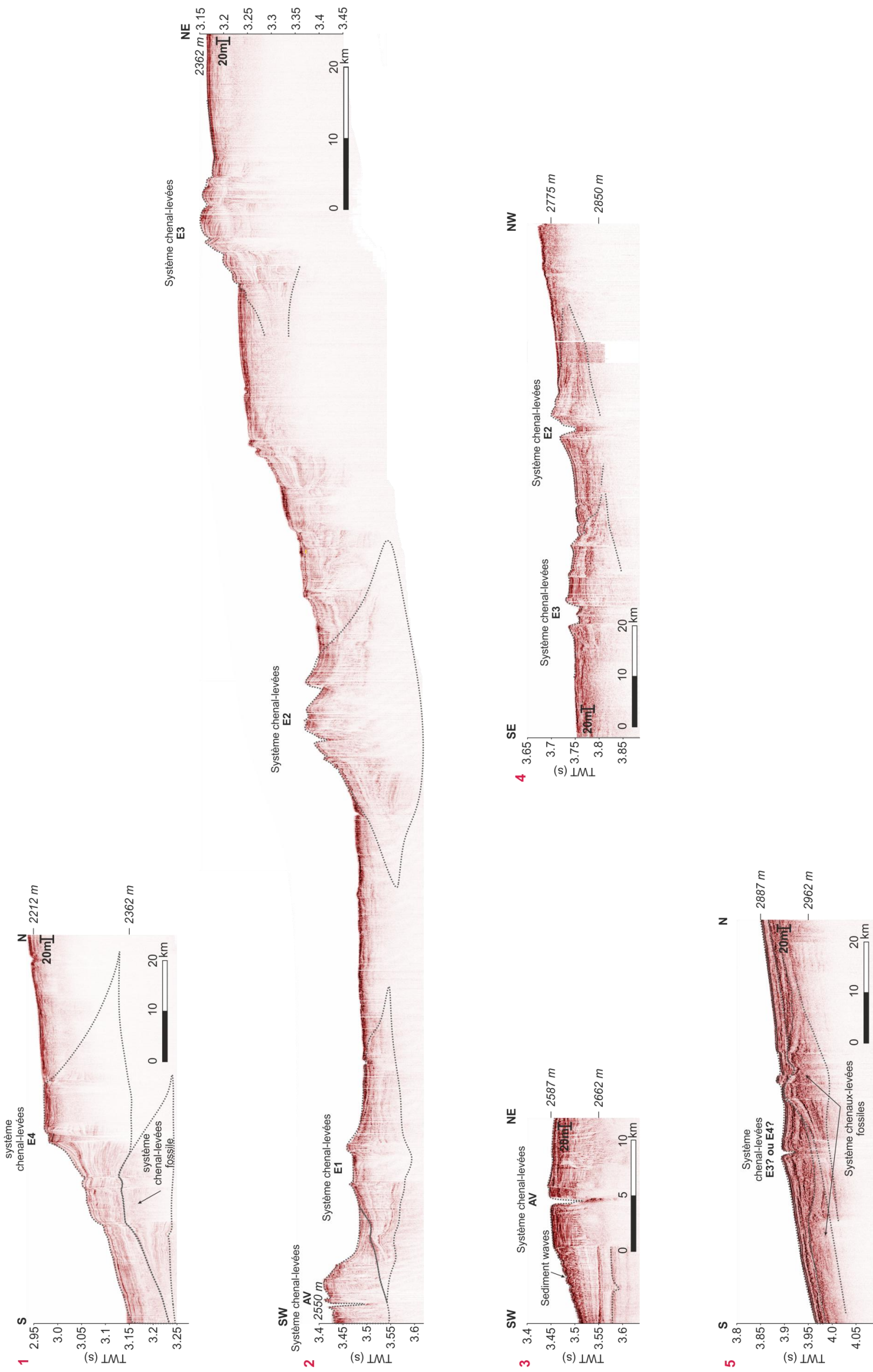


Figure II.6 : Profils sismiques issus de la mission MONOPOL (2012). Interprétation schématique des systèmes chenaux-levées. Localisation des profils sur la figure II.2.

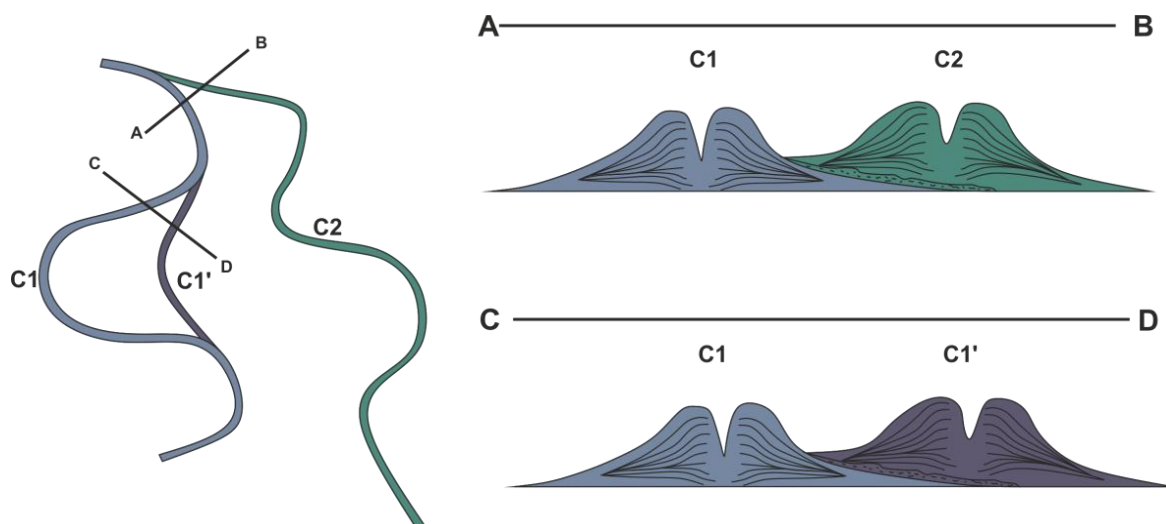


Figure II.7: Modèle schématique montrant les similitudes en données sismiques entre l'avulsion vers un nouveau système chenal-levée (C1 vers C2) et un abandon de méandre (C1 vers C1').

Le système chenal-levées E1 sur le profil 2 de la Figure II.6 montre des levées turbiditiques en moustache bien développées. Pour ce qui est du talweg, il semble être comblé par remplissage sédimentaire, cependant, il faut rester prudent quant à l'interprétation de ce système, car le manque de données bathymétriques ne nous permet pas de dire, là encore, si le profil sismique coupe bien perpendiculairement le système chenal-levées. La levée ouest de ce système est recouverte par le système chenal-levées AV (Figure II.6, profil 2). Cependant, le jeu de données sismiques issues de la mission MONOPOL combiné aux données issues de la sismique pétrolière n'ont pas une couverture suffisante pour nous permettre de confirmer ou d'infirmer l'idée de Curray et al. (2003) selon laquelle tous les chenaux W se seraient mis en place après E1.

Le profil 5 de la Figure II.6 met en évidence la présence d'un système chenal-levée dans la partie distale du Bengal fan. L'identification de ce système est rendue plus difficile en raison du manque de données dans la zone. Cependant, il pourrait s'agir du système chenal-levées E4 ou E3, dont les positions auraient été mal définies dans cette zone. Ce système chenal-levées présente un talweg incisé sur près de 20 m de profondeur et semble donc toujours actif.

La combinaison des données de sismique pétrolière et de données 3,5 kHz a permis d'étudier en détail l'architecture du chenal actif AV, précédemment décrit (Hubscher et al., 1997; Weber et al., 1997, Figure II.8). AV est construit sur des systèmes chenaux-levées plus anciens (Figure II.5, profil 2, Figure II.8). Ses levées se développent sur plus de 300 m de haut dans la partie proximale du système (Fig.II.5, profil 2) et diminuent aux alentours de 100 m de haut dans la partie médiane du système (Figure II.6, profil 3). Des terrasses structurent le talweg du chenal entre les levées (Figure II.5, profil 2). La base de ce système chenal-levées

se caractérise par des dépôts chaotiques correspondant aux dépôts de débordements successifs suite à la rupture d'une levée d'un système plus ancien (Figure II.5, profil 2). Il s'agit de HARPs (« High Amplitude Reflectors packages », Figure II.5, profil 2). Des « sediment waves » sont observables sur les levées en sismique 3.5 Hz (Figure II.6, profil 4, Figure II.8).

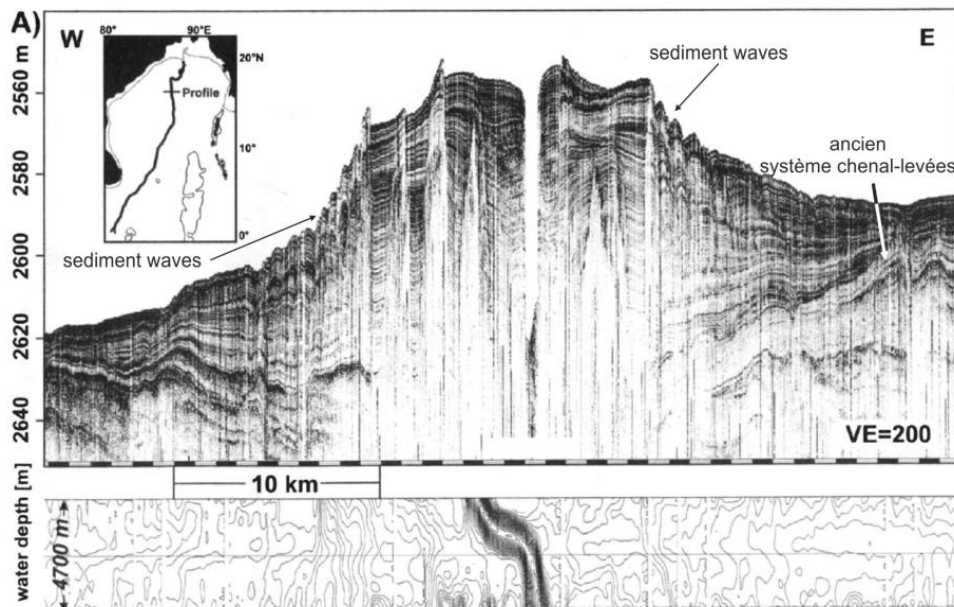


Figure II.8 : Profil sismique du chenal actif d'après Hubscher et al. (1997).

III. Enregistrement de l'activité turbiditique du système à l'Holocène

Cette partie correspond à un article soumis dans la revue *The Holocene* le 18 Mars 2016, accepté le 27 Septembre 2016.

3.1. Objectifs

Dans le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, un seul système chenal-levée est décrit comme actif à l'actuel, le chenal AV (Curry et al., 2003; Hubscher et al., 1997; Weber et al., 1997). Ce chenal actif se serait initié aux alentours de 14,5 ka cal BP (Weber et al., 1997). Si le modèle d'âge utilisé par ces auteurs semble précis jusqu'à 10 ka, l'absence de datation entre 10 ka et 3 ka ne permet pas de dater précisément l'arrêt de l'activité turbiditique dans le chenal, qu'ils décrivent comme effective vers 10,4 ka cal BP. Ils sont cependant les premiers à mettre en évidence la construction du chenal actif lors de la dernière transgression marine.

La levée est de ce chenal a été carottée pendant la mission MONOPOL (2012) et un modèle d'âge haute résolution (14 dates carbone 14) a permis de retracer l'activité turbiditique de ce chenal sur les derniers 9,8 ka cal BP. En observant la carotte sédimentaire

de près de 40 m de long enregistrant 9800 ans de sédimentation, les questions suivantes se sont posées :

- Comment a varié l'activité turbiditique du chenal actif sur les derniers 9,8 ka cal BP ?
- Quels ont été les forçages impactant cette activité turbiditique ?

Il ressort de cette étude la combinaison complexe de forçages, conditionnant l'activité turbiditique du Bengal fan. La mousson, forçage souvent utilisé dans l'explication de l'activité sédimentaire à l'embouchure des fleuves, ne suffit pas ici à expliquer la construction du chenal actif au cours de l'Holocène.

3.2. The Bengal fan: external controls on the Holocene Active Channel turbidite activity

Léa Fournier^{a*}, Kelly Fauquembergue^a, Sébastien Zaragosi^a, Coralie Zorzi^b, Bruno Malaizé^a, Franck Bassinot^c, Ronan Joussain^{d,e}, Christophe Colin^e, Eva Moreno^f, François Leparmentier^g

^a UMR CNRS 5805 EPOC, Université de Bordeaux, Bâtiment B18, 33615 Pessac Cedex, France

^b UQAM, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Montréal, Québec, Canada

^c Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE/IPSL), UMR 8212 CNRS-CEA-UVSQ, Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, France.

^d State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

^e GEOPS, Univ Paris Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, Université Paris Sud, Bât. 504, Orsay, F-91405, France

^f Sorbonne Universités, Muséum national d'histoire naturelle (MNHN), Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 place Jussieu 75005 Paris, France

^g TOTAL SA, Direction Exploration/Division Projets Nouveaux, Département Bassins et Thématiques Frontières, Tour Coupole, 2 Place Jean Millier, La Défense 6, 92078 Paris La Défense Cedex

Corresponding author*: l.fournier@epoc.u-bordeaux1.fr

Received 18 March 2016; revised manuscript accepted 27 September 2016

Abstract

The eastern levee of the Active Channel in the Bengal fan have been investigated in order to better understand the history of turbidite activity in this channel during the Holocene in the context of Ganges-Brahmaputra “source-to-sink” system. A robust ¹⁴C-based chronostratigraphy provides high temporal resolution for reconstructing sediment

accumulation history on the eastern levee of the Active Channel. Integration of this study with previous work in the area suggests that the Bengal fan has remained continually connected with the Ganges-Brahmaputra fluvial system through the Holocene, feeding through the main canyon, the Swatch of No Ground (SoNG). An intense turbidite activity occurred during a transgressive wet period from 14.5 to 9.2 ka cal BP, followed by an abrupt shift in sedimentation at 9.2 ka cal BP, probably due to the high sea level leading to a partial disconnection between massive river discharges and the deep turbidite system. During the last 9.2 ka cal BP, turbidite activity is still present but irregular, likely modulated by a combination of various forcings such as monsoon variability and river migration. 3 phases are distinguishable during this period: 9.2-5.5 ka cal BP, 5.5-4 ka cal BP and 4 ka cal BP to modern, according to the turbidite record. Unexpectedly, the Indo-Asian monsoon does not appear to be the only predominant forcing on the establishment of the Bengal fan during the Holocene, because of the combination of different forcings directly affecting transfers between the Ganges-Brahmaputra and the Bengal fan as well as river migrations, delta construction and potentially anthropogenic impact.

Keywords

Bengal Fan, Holocene, turbidite activity, sea-level, Indo-Asian monsoon, river migration

1. Introduction

Ganges-Brahmaputra rivers and their Trans-Himalaya tributaries drain a vast area of about 1 830 000 km², from Himalaya and Central Tibet to the Meghna estuary in Bangladesh (Figure 1). Their sedimentary discharges are estimated at around 1×10^9 t/an (Milliman and Syvitski, 1992) mainly due to intense rainfall during the Indian Summer monsoon. The modern sedimentary budget of the Ganges-Brahmaputra river delta is partitioned between: (1) the floodplain (30%), (2) the subaqueous delta (40%), (3) the coastal delta plain (10%) and (4) the main submarine canyon (the Swatch of No Ground, SoNG) and the Bengal fan (20%; Goodbred and Kuehl, 1999 and publications therein; Rogers et al., 2013).

The SoNG is the main connection between the sediment source and the Ganges-Brahmaputra turbidite system, known as the Bengal fan (Curry et al., 2003). It is a shelf-incising aggrading canyon. The head of the canyon is located 150 km from the modern Ganges and Brahmaputra mouths and only 30 km from the coastal delta plain (Figure 1). The upper canyon floor reveals a massive storage of sediments with a sedimentation rate between 8-50 cm/yr (Kudrass et al., 1998; Kuehl et al., 1989). A recent study (Rogers et al., 2015) presents three main mechanisms which can explain sediment transport between the “widely-

separated” Ganges-Brahmaputra mouths and the canyon head: (a) rapid progradation of the subaqueous delta, (b) mass failures and (c) bypass gully systems from the inner shelf to the canyon conveying sediment gravity flows.

Transfer of sediment from the SoNG to the Ganges-Brahmaputra turbidite system has remained active throughout the Holocene and modern time period (Weber et al., 1997). The slowdown of the sea level rise around 7 ka cal BP (Goodbred and Kuehl, 2000a) associated with huge sediment discharges has supported the southward progradation of the subaqueous delta on the shelf, with a modern rate of 15-20 m/yr (Hubscher et al., 1997; Kuehl et al., 1997).

At the present time, there is only one Active Channel (named AV for “Active valley” by Curray et al., 2003) connected to the SoNG (Figure 1). This Active Channel has been studied by Weber et al., (1997) and Hubscher et al., (1997) with piston cores and high resolution 3.5 kHz seismic profiles. Its initiation has been dated around 14.5 ka cal BP (12.8 ka ¹⁴C years BP in Weber et al., 1997).

Our study focuses on sediment cores located on the eastern levee of the Active Channel. We present a detailed record of turbiditic activity across the Holocene with a special focus on changes in turbiditic frequencies. Similar studies have been already performed on other turbidite systems in the world, such as the Indus turbidite system (Bourget et al., 2013), the Armorican turbidite system in the Northern Atlantic (Toucanne et al., 2012) or the Var turbidite system in the Mediterranean Sea (Bonneau et al., 2014).

This study provides a new insight on the main forcing parameters, which affect the construction of the Active Channel and will integrate the significance of the eustatic/monsoonal variations combined on the construction of the Ganges-Brahmaputra turbidite system during the Holocene.

2. Background

Large source-to-sink systems as the Ganges-Brahmaputra turbidite system comprises all areas that contribute to erosion, transportation and deposition of sediments within an erosional-depositional system, from catchment to the deep sea fan (Sømme et al., 2009). To understand the development of a source-to-sink system, a global perspective is required, including a combination of autogenic and allogenic forcings and a good understanding of the sediment distribution in response to those forcings (Sømme et al., 2009).

These forcings as well as tectonic activity, monsoonal variations and sea level fluctuations impact the entire Ganges-Brahmaputra turbidite system and have consequences on the river

migration, the construction of the delta and on the deep sea fan sedimentation (Sømme et al., 2009).

Ganges-Brahmaputra fluvial systems and its delta are tectonically influenced by the main Himalayan and Indo-Burman ranges (Alam, 1989; Morgan and McIntire, 1959) and numerous earthquakes and paleoearthquakes have been identified during the Holocene (Anand and Jain, 1987; Kumar et al., 2006; Mugnier et al., 2011; Singh et al., 1997; Wang et al., 2014).

Several landslides have been studied in Himalaya and on the Tibetan plateau and have been linked to paleoseismic events during the Holocene (Dortch et al., 2011; Mugnier et al., 2011; Wang et al., 2014). Tectonic events (e.g. 1950 earthquake in Assam, India; Poddar, 1952) had major effects on the Brahmaputra tributaries course, the fast progradation of the river-mouth shoreline and a rapid widening of the river braidbelt (Goodbred et al., 2003; Pickering et al., 2014). Tectonic activity also affected the delta system during the late Quaternary, particularly in the eastern part with tectonic uplift and subsidence, which constrained and shaped its construction and resulted in sediment trapping (Goodbred et al., 2003). Regional subsidence in the Bengal basin directly affected the rate, magnitude, and characteristics of sediments delivered by rivers (Goodbred et al., 2003), and the evolution of the delta plain, during the late Holocene (Allison et al., 2003). The floodplain and the coastal delta plain are dominated by plate-driven tectonic processes that cause subsidence reaching 4 mm/year (Goodbred and Kuehl, 2000b). Recently, Reitz et al., (2015) presented the idea of possible influence of regional subsidence on river avulsions (avulsion timescale around 2000 years) and Ganges-Brahmaputra delta construction. In the subaqueous delta, transparent units have been described as attesting liquefaction flows, generated by earthquakes (Palamenghi et al., 2011). Storms and earthquakes contribute to sedimentation in the SoNG and in the Bengal fan (Kottke et al., 2003) but it is difficult to establish a clear link between an event and a deposit especially in the deep system (Goldfinger et al., 2007; Bourget et al., 2010). If earthquakes are important triggers of delta sedimentation, they could also be important triggers for the deep sedimentation through the SoNG.

In addition to tectonic activity, climatic variability and the distribution of monsoon precipitation, as well as eustatic variations strongly influenced Ganges-Brahmaputra rivers migration, Ganges-Brahmaputra delta construction and deep sedimentation in the Bengal fan during the Holocene (Goodbred et al., 2003).

The Indo-Asian monsoon variability has been well documented with the development of high-resolution paleoclimatic records (marine as well as continental records) that provide a long-term perspective of the evolution of monsoon precipitation, in particular during the

Holocene, the time period studied in this work (Berkelhammer et al., 2012; Cai et al., 2012; Contreras-Rosales et al., 2014; Dykoski et al., 2005; Sarkar et al., 2015; Zorzi et al., 2015; Figure 2). Paleoclimate studies based on multiproxy approaches revealed a significant change in monsoon during the Holocene, with a transition between a wet Early Holocene and an arid Late Holocene (Berkelhammer et al., 2012; Cai et al., 2012; Contreras-Rosales et al., 2014; Dykoski et al., 2005; Sarkar et al., 2015; Zorzi et al., 2015). The climate evolution across the Holocene is thus characterized by (a) a very humid period between 11 and 6 ka cal BP, (b) a weakening of the monsoon between 6 and 4 ka cal BP and (c) a relatively less humid period during the last 4 ka cal BP (Sarkar et al., 2015 and Zorzi et al., 2015). Several studies in the Bay of Bengal suggest that millennial scale variations in the monsoon are correlated with climate variations in Greenland (Weber et al., 1997; Goodbred and Kuehl, 2000b; Allison et al., 2003; Goodbred et al., 2003).

Holocene monsoon variations are combined with global sea level fluctuations recorded by shoreline indicators which highlight a main phase of deglaciation between 16.5 and 8.2 ka cal BP at an average of 12 m/ka BP and a progressive decrease in the rate of rise from 8.2 to 2.5 ka cal BP (Lambeck et al., 2014). The Ganges-Brahmaputra major sediment load was able to keep pace with rapid sea level rise during this period (Goodbred and Kuehl, 2000b). In the Bay of Bengal, this rapid sea level rise is recorded in Bangladesh and in India and it is reconstructed using bore holes (Umitsu, 1993), coastal Ironstone, channel fill facies, (Banerjee, 1993), pollen analysis (Islam and Tooley, 1999; Hait and Behling, 2008) and pollen, diatom and facies analysis (Rashid et al., 2013). Islam and Tooley, (1999) highlighted a first transgression phase between 9.2 and 6.8 ka BP which is also recorded more recently with a flooding of mangroves at this time in Bangladesh (Hait and Behling, 2008).

Major fluvial channel movements have occurred during the Holocene (Goodbred et al., 2014). The Ganges river shifted eastward through the mid to late Holocene, and the Brahmaputra river showed a three-step evolution during the Holocene with a shift between Brahmaputra-Jamuna valley and the old Brahmaputra valley system (Goodbred et al., 2014; Pickering et al., 2014). Its migration resulted from the combination of the Indo-Asian monsoon variations and the active Himalayan uplift (Pickering et al., 2014; Goodbred et al., 2014, Figure 1).

Initiation of the Ganges-Brahmaputra delta began around 11 ka cal BP while sea-level was still rising rapidly (Goodbred and Kuehl, 2000b; Grant et al., 2012; Lambeck et al., 2010; Lambeck et al., 2014). The rapid sea-level rise was offset by massive sediment discharges of the Ganges-Brahmaputra river due to an enhanced Indo-Asian monsoon during the Early

Holocene (Pate et al., 2009). From 11 ka cal BP to 7 ka cal BP, the Ganges-Brahmaputra delta had been aggrading and the system became prograding after 7 ka cal BP (Goodbred and Kuehl, 2000a).

The Ganges-Brahmaputra turbidite system extends from 20°10' N to 5° S on an area around 3×10^6 km² (Curray et al., 2003; Figure 1). Its dimensions make it the largest turbidite system in the world with a maximum thickness of 16.5 km. It was probably initiated during the Early Eocene (Emmel and Curray, 1983).

Several channel-levee systems were built in the Bengal fan during the Quaternary, but only one seem to be connected to the SoNG at the present time (Curray et al., 2003). According to Weber et al., 1997; Hubscher et al., 1997 and Curray et al., 2003, the Active Channel has been in development since 14.5 ka cal BP on an erosive surface. External levees were built between 14.5 ka cal BP and 10.4 ka cal BP at high sedimentation rates (1-3 m/kyrs; Weber et al., 1997). The large channel has been infilled by inner levees constructed before 6.4 ka cal BP, attesting to the turbidite activity during the last sea-level rise. Moreover, turbidite activity was still recorded during the last 6.4 ka cal BP with 7 m of sediment deposited on the top of the inner levees despite the apparent disconnection between the SoNG and river mouths (Weber et al., 1997).

Authors concluded that the Ganges-Brahmaputra turbidite system is unique because of its continuous activity during the Holocene, despite the distance between the head of the canyon and the Ganges-Brahmaputra mouths (Weber et al., 1997; Hubscher et al., 1997). In order to understand the significance of sea level and monsoon variations, sometimes in phase and sometimes out of phase, we investigate the study of marine core, located on the Active Channel levee system.

3. Material and methods

3.1. Data set

Sub-bottom seismic lines and sediment cores were obtained during the MONOPOL cruise of the R.V. *Marion Dufresne* in 2012. These data have been collected in the middle Bengal fan between 2580 and 2620 m water depth, at a distance ~780 km from the Ganges-Brahmaputra outlet (Figure 1). Sub-bottom seismic lines were obtained using a 3.5 kHz sub-bottom hull mounted profiler (Figure 3).

3.2. Sediment cores

One Calypso long piston core (MD12-3417; 16°30.03'N; 87°47.82'E; water depth: 2564m, 39.77m long) and one Calypso Square (CASQ), gravity core located on the same site (MD12-3418CQ; 16°30.27'N; 87°47.92'E; water depth: 2557m, 8.52m long) have been collected during MONOPOL cruise. These cores are located on the eastern levee of the Active Channel (Figure 1).

The Calypso piston corer induces oversampling on the upper part of the core (Skinner and McCave, 2003). To correct for oversampling, a composite record combining the Calypso and CASQ records have been done. This composite record was achieved by correlating XRF data of cores MD12-3417 and MD12-3418CQ. Afterwards, the depth-scale of core MD12-3417 was converted to the depth scale of core MD12-3418CQ.

3.3.AMS- ¹⁴C dating

Fourteen radiocarbon ages were obtained on mixed planktonic foraminifera picked in hemipelagic facies on 1 cm sediment slices except from the top of the core (5 cm sediment slice) for MD12-3418CQ and MD12-3417. Analyses have been realized at the “Laboratoire de Mesure du Carbone 14” in Saclay (France) through the Artemis Accelerator Mass Spectrometry facility (Table 1). Radiocarbon dates are calibrated using MARINE13 curve (Reimer et al., 2013) and using a standard reservoir age of 400 years, which is close to usual corrections known for the Bay of Bengal (Dutta et al., 2001; Southon et al., 2002). The age model was constructed using the R software package Clam (version 2.2; Blaauw, 2010), with a linear interpolation method at 1 cm resolution (Figure 4).

In order to compare with previous studies, we calibrated all radiocarbon dates used in previous publication (Weber et al., 1997) using MARINE13 curve and the standard reservoir age of 400 years (Reimer et al., 2013).

3.4.Sedimentological analyses

Sedimentological analyses included visual description, high temporal resolution of XRF elementary and high-resolution grain size study.

Lab color space measurements were performed at 2 cm-resolution using a Minolta CM-2002 spectrophotometer. The color component used in this study is a*. a* negative values indicate sediment heading toward green while positive values indicate sediment heading toward red.

Magnetic susceptibility was obtained using a BartingtonTM MS2E1 pointer sensor with 10 mm resolution and a sampling interval of 10 mm.

XRF geochemical data were obtained directly on the surfaces of split cores at 1 cm resolution, using an Avaatech XRF core scanner (UMR EPOC). The measurements were performed at 10 kV and 400 μ A to obtain intensities for titanium (Ti) and calcium (Ca) and at 30kV and 1500 μ A for zirconium (Zr) and rubidium (Rb). In this paper, we will discuss relative variations using element ratio to minimize the influence of sediment porosity and water content. Zr/Rb is used to indicate grain size variations (Dypvik and Harris, 2001) and particularly to identify the base of turbidite sequences (Croudace et al., 2006). Ti/Ca is commonly used to compare the siliciclastic fraction (Ti) and the biogenic fraction (Ca) and has been used to show the relative contribution of terrigenous input in deep ocean sediments (St-Onge et al., 2007). In our data, Ti/Ca shows a clear contrast between turbidites and hemipelagic material, with noticeably lower values of the Ti/Ca ratio within the turbidite sequences (Figure 5). Titanium in sediment is mainly associated to clay minerals (Wedepohl and Correns, 1969). Calcium is slightly more concentrated in turbidite sequences because of the presence of detrital calcite and the Ti/Ca XRF ratio indicates fine-grained turbidite sequences in this study.

A high resolution grain size study was performed using a Malvern Mastersizer 'S' (UMR EPOC). Sampling has been achieved taking into account sedimentological structures: homogenous deposits were sampled every 50 mm whereas heterogeneous deposits were sampled at a higher resolution, ranging between 5 and 20 mm. By using this method, 1904 samples have been analyzed. The total grain size distribution is represented versus depth in Figure 5. The color scale indicates relative abundance of several grain size fractions (in %, from blue to red, Figure 5). Total grain size distribution shows coarser sedimentary deposits and allows identifying turbidite sequences.

Turbidite is commonly described as fining-up deposit characterized by an erosive base and typical sedimentary sequences in the deposit (Bouma et al., 1962). Recognition of turbidite is based on visual description, X-ray imagery, Ti/Ca and Zr/Rb (XRF ratio) and high resolution grain size study.

Petrographic observations and insights into microscopical-scale sedimentary features were derived from visual observations with a LeicaTM DM6000 B Digital Microscope on thin sections of remarkable sequences (Figure 6). Thin sections were obtained after induration of sedimentary material with a resin according to the methodology described by Zaragosi et al., (2006).

Pollen analysis was performed following the protocol established at the UMR EPOC, University of Bordeaux (<http://ephe->

paleoclimat.com/ephe/Pollen%20sample%20preparation.htm). Pollen identification was based on the reference collection at the French Institute of Pondicherry. We analyzed the pollen assemblages in four turbidites. Quantification was realized at 400X and 1000X (oil immersion) magnifications using LEICA DFC295 microscope at the UMR EPOC. It is a qualitative approach, used to distinguish the pollen grains preservation and nature in turbidite deposits. Given the strong changes in pollen grains preservation in the sediment, the shape of the grain is used to trace the importance of transport processes affecting the sediments from the source to the Bengal fan.

4. Results

4.1. Chronological framework

Five radiometric dates were obtained on the core MD12-3418CQ and 9 on the core MD12-3417 (Table 1; Figure 5). The composite core made it possible to set up an accurate age model. Ages range from modern to 9845 ± 170 years cal BP. One date was removed at 399 cm, because of an age reversal (Table 1 and Figure 4, italic date) which can be explained by reworked foraminifera causing an ageing of the sample.

An abrupt change in the sedimentation rate takes place at 1089 cm (which corresponds to an age of 9.2 ka cal BP; Figure 4). Based on these observations, we can divide the composite core into two sedimentary units: unit 1 between 4113 and 1089 cm (9862-9226 yrs cal BP) with a mean sedimentation rate of 5 cm/yr and unit 2 between 1089 cm and the top (9226 years cal BP to Modern) with a mean sedimentation rate of 0.12 cm/yr.

4.2. Sedimentological description

The grain size distribution, Zr/Rb and Ti/Ca (XRF ratios), a^* color and magnetic susceptibility records highlight the two sedimentological units described above very well (Figure 5). The total grain size distribution is unimodal all along the composite core and the sediment is relatively well sorted. Zr/Rb and Ti/Ca ratios vary by 6 and 8 in order of magnitude respectively (Figure 5). A^* color shows variations in color between -2.1 and 0.13, corresponding to a variation color of sediment between dark gray to olive (Figure 5). The magnetic susceptibility varies by approximately ten orders of magnitude (Figure 5).

4.2.1. Unit 1 (from 4113 cm to 1089 cm)

According to the age model, this unit covers an age interval between 9862 yrs cal BP (± 200 yrs) and 9226 yrs cal BP (± 140 yrs).

The total grain size distribution does not show any fining-up trend in the unit 1, but highlights the presence of numerous coarse excursions of fine sand and fine silt above the background sedimentation (Figure 5). All excursions are well marked in the Zr/Rb XRF ratio, with an abrupt increase of the ratio at the base, and a slowly upward decrease in the deposit, corresponding to a decrease in grain size. The Ti/Ca XRF ratio shows little variations in this unit.

These deposits were considered as turbidite sequences based on the recognition process described previously. We counted a total of 152 similar turbidites in unit 1 and estimated their individual thickness (Figure 7).

One excursion was studied in detail (between 3601 and 3621 cm; core depth (Figure 6a., location in the Figure 5). The base of this studied turbidite is clearly erosive with a sharp transition between clayey hemipelagic sediment and medium silts in the turbidite. The turbidite base is characterized by coarse sediment ranging between very coarse silts and medium sand. The thin section shows a succession of planar and cross laminations, typical of turbidite deposits. Laminations are cut by fluid escapes as convolute laminations or pillars, which are common in coarse turbidite deposits (Lowe, 1975).

A focus in the thin section makes it possible to identify the main components which are quartz and micas, associated with some plagioclase (Figure 6a.).

Pollen analysis carried out in three of these turbidites, (including the turbidite presented in Figure 6a.) showed essentially very poorly preserved pollen grains which couldn't be associated to a specific ecological group. The poor state of preservation clearly indicates that pollen grains have been extensively reworked, and reflect an important transport of the detrital sediments before the deposit.

On the basis of our age model, the turbidite frequency was estimated from the composite core over 100-year interval steps (Figure 7). In unit 1, (from 9.8 to 9.2 ka cal BP), the left levee of the Active Channel is characterized by a very high turbidite frequency, ranging from 13 to 44 turbidites per 100 years. Turbidite thickness exhibited a significant variability, ranging from 1 to 68 cm, with almost 100 turbidites thinner than 10 cm and 50 turbidites thicker than 10 cm (Figure 7).

4.2.2. Unit 2 (from 1089 cm to the top)

Unit 2 was dated between 9226 yrs cal BP (± 140 yrs) and the modern. The total grain size distribution varies between fine silt and very coarse silt in unit 2 (Figure 5). The grain size and Zr/Rb XRF ratio do not show the same excursions as in unit 1, and it is mainly due to

the finer grain size in this unit. However, strong changes are visible within the Ti/Ca XRF ratio and are coeval with changes in the total grain size distribution.

Focusing on one of these fine excursions (between 187 and 207 cm; core depth, Figure 6b.), an erosive base marked by a transition from fine/medium silts to very coarse silts is observed. This erosive base is visible when looking at the magnified thin section, which also makes it possible to identify detrital particles as quartz, micas and detrital calcite. In this excursion, planar laminations are also visible, with liquefactions and fluid escapements in the thin section which strengthened the idea of a massive deposit of fine terrigenous particles, considered as fine grained turbidites. Bioturbations are also visible in the deposit (Figure 6b.).

The detailed study of Ti/Ca XRF ratio and the total grain size distribution enabled the identification of 54 such fine-grained turbidites in unit 2.

Pollen analysis carried out in the turbidite sequence (Figure 6b.) revealed the presence of major humid species from the coastal area, attesting coastal forest, marshland and mangrove swamps. Pollen grains are well preserved and fresh, which attests limited reworking during the transport of the sediment. The anomalous high concentration of major humid species as *Borassus* suggests a sediment transport from the alluvial and the coastal plain to the Bengal fan.

At 9.2 ka cal BP, there is a drastic change in turbidite frequency, which drops to only 0 to 2 turbidites per 100 years (Figure 7). As in unit 1, the thickness of individual turbidites shows variability, ranging from 1 to 57.5cm, with an equal distribution between fine and thick turbidites (29 turbidites thinner than 10 cm and 25 turbidites thicked than 10 cm, Figure 7).

Through Unit 2, turbidite frequency shows variations with 3 main phases of turbidite activity (Figure 7):

(a) From 9.2 to 5.5 ka cal BP, turbidite activity is relatively continuous with almost 1 turbidite each 100 years (Phase 1, Figure 7).

(b) From 5.5 to 3.8 ka cal BP, the hypothesis of a sedimentary gap can be made (Figure 4), but there is no evidence of erosional surface attesting a major turbidite event. Then we assumed that turbidite activity stopped abruptly and no turbidites were deposited during this period (Phase 2, Figure 7).

(c) From 3.8 ka cal BP to Modern, there was an increase in the turbidite activity with 31 turbidites recorded during this period, corresponding to 1 or 2 turbidites each 100 years (Phase 3, Figure 7).

4.3. Sub-bottom seismic line

A sub-bottom seismic line was recovered during the MONOPOL cruise of the R/V Marion Dufresne through the eastern levee and the Active Channel (Figure 3, b). The eastern levee is developed 83 m high and has a lateral extension of 30 km eastward. The top of the eastern levee is 45 m above the channel floor and bottom of the thalweg is characterized by chaotic facies (Figure 3, Sequence A). The levee is constructed by successive overflows of gravity currents of the Active channel. Chaotic facies with strong acoustic signatures is visible in Sequence A, which is the typical signature of HARPs deposit (Flood et al., 1991; Pirmez and Flood, 1995). Sequence A attests to the first phase of construction of the Active Channel-levee complex. They were deposited after the breaching of the levee by un-channelized turbidity currents (Figure 3, Sequence A).

The sub-bottom seismic lines show two major units in the levee of the Active Channel: the lower is characterized by continuous bedded facies with a medium acoustic signature (Sequence B), and it is covered by a continuous bedded facies with a stronger acoustic signature (Figure 3, Sequence C). Sequence B is crossed by gas presence or fluid escapements (Figure 3).

Core MD12-3417 being located on the seismic line, makes it possible to link sedimentological units to acoustic units; Unit 1 matches with the top of Sequence B, and sedimentary Unit 2 with Sequence C (Figure 3).

5. Discussion

5.1. First phase of construction of the Active Channel

The eastern levee is mainly constructed between 14.5 ka cal BP (calibrated date from Weber et al., 1997) and 9.2 ka cal BP (this study): the extremely high sedimentation rate during this period constructed a massive channel-levees complex (Figure 4), presumably in link with the rapid sea level rise associated to the Meltwater Pulse 1A (MWP-1A) in the North Atlantic (Weber et al., 1997). Only the period between 9.8-9.2 ka cal BP was recovered by the core MD12-3417 and enabled to study the intense turbidite activity during this short time interval.

The global sea level during this period is between -95 m and -20 m (Lambeck et al., 2014). The position of the -20 m isobath (Figure 1) comforts the idea of a good connection between the SoNG and the Ganges-Brahmaputra outlets until 9.2 ka cal BP (Figure 1, sea level location). Indo-Asian monsoon reconstructions during this period attest a relatively

humid climate between 11-6 ka cal BP according to the insolation variation, and monsoonal proxies (Berkelhammer et al., 2012; Cai et al., 2012; Contreras-Rosales et al., 2014; Dykoski et al., 2005; Sarkar et al., 2015; Zorzi et al., 2015; Figures 2 and 7).

During this 600 year interval, turbidite activity was intense, with 13 to 44 turbidites per 100 years, which corresponds to an average of 3 turbidites per 10 years (Figure 7). These turbidites are terrigenous, mainly composed by quartz, mica and detrital calcite. These massive sediment supplies could only be explained by a continuous feeding of the deep system by rivers during this period. However, the dominance of reworked and broken pollen grains attests a strong reworking of the material which can be explained by a great distance of flowing with a first deposit in the subaqueous delta, followed by a resuspension of sediments, or high energy flows. Such results suggests that Ganges-Brahmaputra sediments were temporary stored in the floodplain, the coastal delta plain and the subaqueous delta (Rogers, 2012) and were reworked toward the SoNG and the Bengal fan during periods of intense Indo-Asian monsoon precipitations and major river activity.

The combination between a good fluvial connection with the SoNG and heavy monsoon precipitations induced an intense turbidite activity and the development of levees of the Active Channel.

Although tectonic activity is recorded during the Holocene in the Ganges-Brahmaputra fluvial system and delta (Singh et al., 1997; Kumar et al., 2006; Srivastava et al., 2009; Dortch et al., 2011; Mugnier et al., 2011, 2011; Wang et al., 2014), no seismic events can be directly associated to a turbidite deposit in the Bengal fan: channelization of flows do not enable us to discriminate the tectonic origin of the gravity flow.

5.2. Abrupt sedimentary shift during the construction of the Active Channel

Our proxies indicate that the turbidite activity abruptly decreased at 9.2 ka cal BP: what can explain this abrupt change in sedimentation (Figure 5)? A variation is notable in grain-size distribution, which impact variations in geochemical components and we also distinguished a shift in the sediment color and in magnetic susceptibility.

First, we could try to explain this shift by autocyclic forcings associated to the massive storage of sediment on the levees during the period of strong activity. Such intense activity caused the rapid vertical rise of the levees, which may have reached a threshold limit above which subsequent overflows of coarse material would have made it more difficult to overflow and deposit. If correct, this scenario would result in the gradual upward decrease in the grain-size of the material that deposited on top of the levees. However, such a fining upward of

material cannot be observed (Figure 5) and it was neither observed in previous studies (Morris et al., 2014; Skene et al., 2002). Alternatively, an upstream avulsion of the Active Channel could explain the abrupt change in sedimentary record, but there is no evidence of a more recent Active Channel in the upper fan.

Weber et al., (1997) detailed the construction of internal levees in the Active Channel older than 6 ka BP. Initiation of these internal levees attested a decrease of flows or energy in the Active Channel, and probably a decrease in the grain-size deposits. It is possible, therefore, that the initiation of internal levees in the Active Channel was correlated with the abrupt change in sedimentation that is observed in our record at 9.2 ka.

Around 9.2 ka cal BP, there is no clear evidence of an abrupt climatic change in Indo-Asian monsoon proxies studied (Berkelhammer et al., 2012; Contreras-Rosales et al., 2014; Dykoski et al., 2005; Sarkar et al., 2015; Zorzi et al., 2015) that could suggest a direct impact of climate on turbidite activity and sediment delivery (Figure 2). Yet, this period is characterized by a rapid sea level rise, described in Bangladesh but also in India (Banerjee, 1993; Hait and Behling, 2008; Islam and Tooley, 1999; Umitsu, 1993). Hait and Behling, (2008) described a flooding of mangrove around 9.2 ka cal BP in the coastal delta plain. However, it is difficult to separate the regional eustatic components contributing to these relative sea-level movements (Islam and Tooley, 1999).

With an abrupt sea level rise at 9.2 ka, the accommodation space on the inner continental shelf would have become sufficient to develop the construction of the subaqueous delta and sediment would have been preferentially stored on the continental shelf, explaining the subsequent drastic reduction in the turbidite activity. Moreover, the subaqueous delta is described as aggrading until 7 ka cal BP which corresponds to the global sea level stabilization (Goodbred and Kuehl, 1999). Between the initiation of the Active Channel (14.5 ka years cal BP) and the abrupt shift (9.2 ka cal BP), the delta constructed on the continental shelf could have been retrograding due to the transgressive phase (Grant et al., 2012), whereas after 9.2 ka cal BP the subaqueous delta could have become prograding due to the high sea level position; such a change in sea level causing, therefore, a partial disconnection between the head of the SoNG and mouth rivers.

In our scenario, during the early Holocene humid period, sea level variations could explain the abrupt shift in sedimentation, with a transition between a first period (before 9.2 ka cal BP) with river discharges sufficient to keep pace with rapid sea level and a second period (after 9.2 ka cal BP) with a sea level too high to be offset by Ganges Brahmaputra

discharges and a subaqueous delta building at the same time, storing sediment outlets and decreasing the sediment export to the Bengal fan.

5.3.Second period of turbidite activity

During the last 9.2 ka cal BP, turbidite activity in the Active Channel was drastically reduced but still observed: the Ganges-Brahmaputra turbidite system had continuous activity. Our composite sedimentary record indicates an average frequency of 0-2 turbidites per 100 years during this period. These turbidites have a finer grain-size distribution but they are still terrigenous: quartz, mica and detrital calcite prevailed and they attest of the major Ganges-Brahmaputra contribution.

Recent studies revealed that Ganges-Brahmaputra fluvial systems have evolved with the delta during the Holocene (Goodbred et al., 2014; Pickering et al., 2014). Between 11-7 ka cal BP, the Ganges fluvial entry point to the Bengal fan was further west than its current position and the Brahmaputra fluvial system was in the same configuration as in the present (Goodbred et al., 2014). Between 7-4 ka cal BP, the Brahmaputra fluvial system is deflected toward the Sylhet basin where sediments can be stored because of the subsidence (Goodbred et al., 2014; Pickering et al., 2014). Finally, after 4 ka cal BP, the Brahmaputra fluvial system returns in its first configuration (current position), and the Ganges fluvial system shifted eastward (Goodbred et al., 2014; Pickering et al., 2014).

We propose that 3 phases took place during the last 9.2ka cal BP (Figure 7):

Phase 1 (9.2-5.5 ka cal BP, Figure 7): the turbidite activity was continuous with around 3 turbidites per 500 years. Phase 1 is coeval with Holocene humid period with intensified SW monsoon and a succession of warmer and wetter conditions (Sarkar et al., 2015; Zorzi et al., 2015; Figure 7). Ganges-Brahmaputra delta was aggrading and became prograding with the stabilization of the global sea level around 7 ka BP (Goodbred and Kuehl, 1999). Even if turbidite activity was considerably reduced compared to the first phase, turbidites were still feeding the Active Channel. The enhanced Indo-Asian monsoon and the position of the Ganges and the Brahmaputra rivers during this period make the continuous feeding of the Active Channel possible. However, the regional sea level rise and the construction of the subaqueous delta considerably reduced supplies into the Bengal fan. The idea that earthquakes and storms can induce a trigger of gravity flows into the deep system is not excluded, but there is no way to clearly identify the mechanism responsible for the turbidite deposits.

Phase 2 (5.5-4 ka cal BP, Figure 7): the turbidite activity stopped during this period. This phase 2 appears to be roughly coeval with a period of weakening of the monsoon (Sarkar et al., 2015; Figure 8). The sea level highstand was established during this period and the subaqueous delta was prograding. Sea level stabilization and weakening of the monsoon decreased sediment transfers, and sediments more efficiently stored in the delta, which resulted in the decreased transfers toward the deep turbidite system. Moreover, between 7-4 ka cal BP, the Brahmaputra river was routing toward the Sylhet basin, potentially decreasing sedimentary budget in the deep system (Figure 1, Goodbred et al., 2014).

Phase 3 (4 ka cal BP to modern, Figure 7): phase 3 is characterized by a recent increase of the turbidite activity (around 5 turbidites per 500 years). It is coeval with a relatively less humid period with oscillations between stronger and weaker Indo-Asian monsoon events (Gupta et al., 2003; Figure 7). During the last 4 ka cal BP, the position of the Ganges-Brahmaputra fluvial systems would provide more important sediment supplies from rivers to deep turbidite system, because of the vicinity with the head of the SoNG (Figure 1). The Brahmaputra river migration could explain the increase of turbidite activity during this period. Moreover, a study about adaptation and human migration underlines a shift of population toward the Ganges alluvial plain, around 4 ka cal BP during the aridification period in India, coinciding with the appearance of rainy season crops (Gupta, 2004; Gupta et al., 2006). Gupta et al., (2006) suggested that during the last 2.5 ka cal BP, intense agriculture and population pressure in the Ganges alluvial plain has led to a massive deforestation in this area. This almost complete extinction of forests would generate an increase in erosion processes and would increase Ganges discharges. This idea of a potential impact of human activity on the Active Channel sedimentation is supported by pollen analyses, which revealed that *Borassus* trees dominate around 1.1 ka cal BP, attesting sediments from the alluvial and the coastal plain but maybe also crops expansion related to human activity.

To conclude, the Brahmaputra river migration and the potential anthropogenic pressure during the last 4 ka cal BP induce an increase of the turbidite activity in the Active Channel.

5.4. Global history of the Active Channel

Initiation: Weber et al., (1997) have dated the initiation of the construction of the Active Channel around 14.5 ka cal BP (12.800 years ¹⁴C BP, Figure 8). The Active Channel is preceded by unchannelized flows depositing HARPs (Figure 3, Sequence A). The avulsion process is responsible for the initiation of the Active Channel. Avulsion processes are

controlled by several autocyclic forcings: asymmetry between levees, Coriolis Effect, flow stripping, pre-existing bathymetry and/or allocyclic forcings: eustasy, or climatic variations. According to Curray et al., 2003, channel avulsions in the Ganges-Brahmaputra turbidite system mainly occurred in the area of highest sedimentation rates, which is consistent with an avulsion in the upper or middle fan. The Active Channel initiated around 14.5 ka cal BP, synchronously with the increase of the Indo-Asian monsoon (Dykoski et al., 2005) and the rapid transgression phase associated to the MWP-1A (Weber et al., 1997; Figure 8). Massive river discharges at this period may have facilitated the breakup of an old levee and the avulsion of an ancient Active Channel.

Major phase of construction: during the first phase of construction, the Active Channel grew very rapidly. The combination between marine transgression and humid climate induced an intense turbidite activity and the main phase of development of levees of the Active Channel (Figures 3 and 8). According to Weber et al., (1997), turbidite sedimentation in the Active Channel was clearly linked to the global sea level rise but it seems that the Indo-Asian monsoon also affected the early construction of the Active Channel (Figure 8). Ganges-Brahmaputra discharges were directly transferred through the SoNG into the Bengal fan during this period.

At 9.2 ka cal BP, a local increase in sea level partially disconnected the head of the canyon and river mouths and despite of the massive river discharges that were likely associated to the humid climate, construction of the Active Channel reduced abruptly. The subaqueous delta begun its construction and stored a large part of sediments discharged by rivers (Figure 8). Weber et al., (1997) have dated the end of the major phase of construction at 10.4 ka cal BP. Their dating framework did not make it possible to get a more precise estimate than ~10.4 ka cal BP for the shift. Our study makes it possible to determine the age of the abrupt change in sedimentation more precisely at 9.2 ka cal BP.

The Bengal fan dynamics seem similar to that of the Indus deep sea fan (Bourget et al., 2013; Prins et al., 2000; Prins and Postma, 2000). Turbidite sedimentation appears to be controlled by sea level variations and monsoon variations, with sea level rise causing a major decrease in sedimentation rates and turbidite frequency in both systems (Prins and Postma, 2000). Massive discharge of these two river systems are buffered by a wide shelf, storing sediments and explaining that abrupt changes in sedimentation may be associated to sea level variations in both the Bengal and the Indus fans (Clift et al., 2014; Prins and Postma, 2000).

Second period of turbidite activity: during the last 9.2 ka cal BP, the sea level was relatively stable (Grant et al., 2012): sedimentation rate declined drastically, but turbidite

activity was still present with 3 distinct phases of activity. These 3 phases co-evolved with many forcings as well as Indo-Asian monsoon variations (Figures 7 and 8), Ganges-Brahmaputra rivers migrations, the delta construction, and the anthropogenic activity.

6. Conclusion

Through the recognition of turbidite deposits, the reconstruction of sedimentation rate, turbidite frequency and turbidite thickness, the detailed sedimentological record obtained on the levee of the Active Channel during MONOPOL cruise of the R/V Marion Dufresne provides a new insight about the establishment of the Active Channel in the Bengal fan in the light of different autocyclic and allocyclic forcings during the Holocene. The following conclusions are reached:

1. The Active Channel has been initiated between at 14.5 ka cal BP (Weber et al., 1997). Position of the sea level and the strengthening of the Indo-Asian monsoon until 9.2 ka cal BP enabled a strong connection between rivers and the Bengal fan and explained the high sedimentation rates and the rapid construction of well developed levees.
2. At 9.2 ka cal BP, the sea level reached a position from which massive sediment discharges were not large enough to compensate for the rise of sea level. The sedimentation rate declined abruptly in the Active Channel and sediments were mainly stored in the subaqueous delta.
3. During the last 9.2 ka cal BP, turbidite activity is still recorded but irregular. Weakening of the Indo-Asian monsoon, stabilization of the sea level and intrinsic forcings as initiation of the delta and rivers routing impacted the turbidite activity. The anthropogenic impact can also be a hypothesis of forcing on the turbidite activity during the last 2.5 ka cal BP.
4. Finally, it is really important not to oversimplify the construction of the Bengal fan with the Indo-Asian monsoon as unique and major forcing. The complexity and the combination of different forcings affecting transfers between Ganges-Brahmaputra fluvial system and the Bengal fan explained the activity of the deep turbidite system, especially the sea level fluctuations.

Acknowledgements

We thank the MONOPOL ANR project (n°ANR 2011 Blanc SIMI 5-6 024 04) for the data, TOTAL and Action Marges, the French margins project for the map contribution. We thank the ‘ARTEMIS’ technical platform for radiocarbon age dating. We finally are also grateful to EPOC technicians and engineers: P. Lebleu, I. Billy, O. Ther, B. Martin, B. Cosson, L. Rossignol and M.H. Castera for the data acquisition. We acknowledge Lucia Hudson-Turner who provides English-language support. Finally, two anonymous reviewers are thanked for their comments on the initial version of the manuscript.

References

- Alam, M., 1989. Geology and depositional history of Cenozoic sediments of the Bengal Basin of Bangladesh. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 69, 125–139.
- Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges–Brahmaputra lower delta plain. *Sediment. Geol., Sedimentary Geology of the Bengal Basin, Bangladesh, in relation to the Asia-Greater India collision and the evolution of the eastern Bay of Bengal* 155, 317–342. doi:10.1016/S0037-0738(02)00185-9
- Anand, A., Jain, A.K., 1987. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics* 133, 105–120. doi:10.1016/0040-1951(87)90284-8
- Banerjee, P.K., 1993. Imprints of late quaternary climatic and sea level changes on East and South Indian coast. *Geo-Mar. Lett.* 13, 56–60. doi:10.1007/BF01204393
- Berkelhammer, M., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F., Yoshimura, K., 2012. An abrupt shift in the Indian monsoon 4000 years ago. *Clim. Landsc. Civiliz.* 75–88.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518.
- Bonneau, L., Jorry, S.J., Toucanne, S., Silva Jacinto, R., Emmanuel, L., 2014. Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea. *J. Geol.* 122, 687–703. doi:10.1086/677844
- Bouma, A.H., Kuenen, P.H., Shepard, F.P., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation.* Elsevier Amsterdam.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M.A., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. *Mar. Geol.* 274, 187–208. doi:10.1016/j.margeo.2010.04.005
- Bourget, J., Zaragosi, S., Rodriguez, M., Fournier, M., Garlan, T., Chamot-Rooke, N., 2013. Late Quaternary megaturbidites of the Indus Fan: Origin and stratigraphic significance. *Mar. Geol.* 336, 10–23. doi:10.1016/j.margeo.2012.11.011
- Cai, Y., Zhang, H., Cheng, H., An, Z., Lawrence Edwards, R., Wang, X., Tan, L., Liang, F., Wang, J., Kelly, M., 2012. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth Planet. Sci. Lett.* 335–336, 135–144. doi:10.1016/j.epsl.2012.04.035
- Clift, P.D., Giosan, L., Henstock, T.J., Tabrez, A.R., 2014. Sediment storage and reworking on the shelf and in the Canyon of the Indus River-Fan System since the last glacial maximum. *Basin Res.* 26, 183–202. doi:10.1111/bre.12041

- Contreras-Rosales, L.A., Jennerjahn, T., Tharammal, T., Meyer, V., Lückge, A., Paul, A., Schefuß, E., 2014. Evolution of the Indian Summer Monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka. *Quat. Sci. Rev.* 102, 133–148. doi:10.1016/j.quascirev.2014.08.010
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Spec. Publ.-Geol. Soc. Lond.* 267, 51.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Pet. Geol.* 19, 1191–1223. doi:10.1016/s0264-8172(03)00035-7
- Dortch, J.M., Dietsch, C., Owen, L.A., Caffee, M.W., Ruppert, K., 2011. Episodic fluvial incision of rivers and rock uplift in the Himalaya and Transhimalaya. *J. Geol. Soc.* 168, 783–804. doi:10.1144/0016-76492009-158
- Dutta, K., Bhushan, R., Somayajulu, B.L.K., 2001. ΔR correction values for the northern Indian Ocean. *Radiocarbon* 43, 483–488.
- Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 71–86. doi:10.1016/j.epsl.2005.01.036
- Dypvik, H., Harris, N.B., 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. *Chem. Geol.* 181, 131–146. doi:10.1016/S0009-2541(01)00278-9
- Emmel, F.J., Curry, J.R., 1983. The Bengal Submarine Fan, Northeastern Indian ocean. *Geo-Mar. Lett.* 3, 119–124.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer New York, pp. 415–433.
- Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 9–27. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.017
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000a. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* 28, 1083–1086. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<1083:egsdds>2.0.co;2
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000b. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sediment. Geol.* 133, 227–248. doi:10.1016/S0037-0738(00)00041-5
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 1999. Holocene and modern sediment budgets for the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf, and deep-sea depocenters. *Geology* 27, 559–562. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0559:HAMSBF>2.3.CO;2
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S., Sarker, M.H., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sediment. Geol.* 155, 301–316.
- Goodbred, S.L., Paolo, P.M., Ullah, M.S., Pate, R.D., Khan, S.R., Kuehl, S.A., Singh, S.K., Rahaman, W., 2014. Piecing together the Ganges-Brahmaputra-Meghna River delta: Use of sediment provenance to reconstruct the history and interaction of multiple

- fluvial systems during Holocene delta evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 126, 1495–1510.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S., Sarker, M.H., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sediment. Geol., Sedimentary Geology of the Bengal Basin, Bangladesh, in relation to the Asia-Greater India collision and the evolution of the eastern Bay of Bengal* 155, 301–316. doi:10.1016/S0037-0738(02)00184-7
- Grant, K., Rohling, E., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C.B., Satow, C., Roberts, A., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 [thinsp] years. *Nature* 491, 744–747.
- Gupta, A.K., 2004. Origin of agriculture and domestication of plants and animals linked to early Holocene climate amelioration. *Curr. Sci.* 87, 54–59.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354–357. doi:10.1038/nature01340
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Pandey, D.N., Singhvi, A.K., 2006. Adaptation and human migration, and evidence of agriculture coincident with changes in the Indian summer monsoon during the Holocene. *Curr. Sci.* 90, 1082–1090.
- Hait, A.K., Behling, H., 2008. Holocene mangrove and coastal environmental changes in the western Ganga–Brahmaputra Delta, India. *Veg. Hist. Archaeobotany* 18, 159–169. doi:10.1007/s00334-008-0203-5
- Harun-or-Rashid, S., Biswas, S.R., Böcker, R., Kruse, M., 2009. Mangrove community recovery potential after catastrophic disturbances in Bangladesh. *For. Ecol. Manag.* 257, 923–930. doi:10.1016/j.foreco.2008.10.028
- Hubscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., Weber, M.E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Mar. Geol.* 141, 125–145. doi:10.1016/s0025-3227(97)00066-2
- Islam, M.S., Tooley, M.J., 1999. Coastal and sea-level changes during the Holocene in Bangladesh. *Quat. Int.* 55, 61–75. doi:10.1016/S1040-6182(98)00025-1
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., Spiess, V., 2003. Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 50, 979–1001. doi:10.1016/s0967-0645(02)00616-1
- Kudrass, H.R., Michels, K.H., Wiedicke, M., Suckow, A., 1998. Cyclones and tides as feeders of a submarine canyon off Bangladesh. *Geology* 26, 715–718. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0715:CATAFO>2.3.CO;2
- Kuehl, S.A., Hariu, T.M., Moore, W.S., 1989. Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for sediment bypassing to the Bengal fan. *Geology* 17, 1132–1135.
- Kuehl, S.A., Levy, B.M., Moore, W.S., Allison, M.A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system. *Mar. Geol.* 144, 81–96. doi:10.1016/S0025-3227(97)00075-3
- Kumar, S., Wesnousky, S.G., Rockwell, T.K., Briggs, R.W., Thakur, V.C., Jayangondaperumal, R., 2006. Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 111.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111, 15296–15303. doi:10.1073/pnas.1411762111
- Lambeck, K., Woodroffe, C.D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W.R., Laborel, J., Wright, A.J., 2010. Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and

- reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer timescales. *Underst. Sea Level Rise Var.* 61–121.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204. doi:10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Morgan, J.P., McIntire, W.G., 1959. Quaternary geology of the Bengal basin, East Pakistan and India. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 319–342.
- Morris, E.A., Hodgson, D.M., Brunt, R.L., Flint, S.S., 2014. Origin, evolution and anatomy of silt-prone submarine external levées. *Sedimentology* 61, 1734–1763. doi:10.1111/sed.12114
- Mugnier, J.L., Huyghe, P., Gajurel, A.P., Upreti, B.N., Jouanne, F., 2011. Seismites in the Kathmandu basin and seismic hazard in central Himalaya. *Tectonophysics* 509, 33–49. doi:10.1016/j.tecto.2011.05.012
- Palamenghi, L., Schwenk, T., Spiess, V., Kudrass, H.R., 2011. Seismostratigraphic analysis with centennial to decadal time resolution of the sediment sink in the Ganges-Brahmaputra subaqueous delta. *Cont. Shelf Res.* 31, 712–730. doi:10.1016/j.csr.2011.01.008
- Pate, R.D., Goodbred Jr, S.L., Khan, S.R., 2009. Delta double-stack: juxtaposed Holocene and Pleistocene sequences from the Bengal Basin, Bangladesh. *Sedimen Rec* 7, 4–9.
- Pickering, J.L., Goodbred, S.L., Reitz, M.D., Hartzog, T.R., Mondal, D.R., Hossain, M.S., 2014. Late Quaternary sedimentary record and Holocene channel avulsions of the Jamuna and Old Brahmaputra River valleys in the upper Bengal delta plain. *Geomorphology* 227, 123–136.
- Pirmez, C., Flood, R., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. Presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports, Ocean Drilling Program, pp. 23–45.
- Poddar, M., 1952. Preliminary report of the Assam earthquake, 15th August, 1950. Central Book Departmentô.
- Prins, M.A., Postma, G., 2000. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. *Geology* 28, 375–378. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<375:EOCSLA>2.0.CO;2
- Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A., Kenyon, N.H., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus Fan. *Mar. Geol.* 169, 327–349. doi:10.1016/s0025-3227(00)00086-4
- Rashid, T., Suzuki, S., Sato, H., Monsur, M.H., Saha, S.K., 2013. Relative sea-level changes during the Holocene in Bangladesh. *J. Asian Earth Sci.* 64, 136–150. doi:10.1016/j.jseaes.2012.12.007
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.
- Reitz, M.D., Pickering, J.L., Goodbred, S.L., Paola, C., Steckler, M.S., Seeber, L., Akhter, S.H., 2015. Effects of tectonic deformation and sea level on river path selection: Theory and application to the Ganges-Brahmaputra-Meghna River Delta. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 2014JF003202. doi:10.1002/2014JF003202
- Rogers, K.G., 2012. Spatial and temporal sediment distribution from river mouth to remote depocenters in the Ganges-Brahmaputra delta, Bangladesh.
- Rogers, K.G., Goodbred, S.L., 2010. Mass failures associated with the passage of a large tropical cyclone over the Swatch of No Ground submarine canyon (Bay of Bengal). *Geology* 38, 1051–1054. doi:10.1130/G31181.1

- Rogers, K.G., Goodbred, S.L., Khan, S.R., 2015. Shelf-to-canyon connections: Transport-related morphology and mass balance at the shallow-headed, rapidly aggrading Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Mar. Geol.* 369, 288–299.
- Rogers, K.G., Goodbred Jr., S.L., Mondal, D.R., 2013. Monsoon sedimentation on the “abandoned” tide-influenced Ganges–Brahmaputra delta plain. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 131, 297–309. doi:10.1016/j.ecss.2013.07.014
- Sarkar, S., Prasad, S., Wilkes, H., Riedel, N., Stebich, M., Basavaiah, N., Sachse, D., 2015. Monsoon source shifts during the drying mid-Holocene: Biomarker isotope based evidence from the core “monsoon zone” (CMZ) of India. *Quat. Sci. Rev.* 123, 144–157. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.020
- Singh, I., Rajagopalan, G., Agarwal, K., Srivastava, P., Sharma, M., Sharma, S., 1997. Evidence of Middle to Late Holocene neotectonic activity in the Ganga Plain. *Curr. Sci.* 73, 1114–1117.
- Skene, K.I., Piper, D.J.W., Hill, P.S., 2002. Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology* 49, 1411–1430. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00506.x
- Skinner, L.C., McCave, I.N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Mar. Geol.* 199, 181–204. doi:10.1016/s0025-3227(03)00127-0
- Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Res.* 21, 361–387. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x
- Southon, J., Kashgarian, M., Fontugne, M., Metivier, B., Yim, W.W.-S., 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon* 44, 167–180.
- Srivastava, P., Bhakuni, S.S., Luirei, K., Misra, D.K., 2009. Morpho-sedimentary records at the Brahmaputra River exit, NE Himalaya: climate–tectonic interplay during the Late Pleistocene–Holocene. *J. Quat. Sci.* 24, 175–188. doi:10.1002/jqs.1190
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., 2007. Chapter Two Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments, in: *Developments in Marine Geology*. Elsevier, pp. 63–98.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G., Cremer, M., 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Mar. Geol.* 303–306, 137–153. doi:10.1016/j.margeo.2012.02.008
- Umitsu, M., 1993. Late quaternary sedimentary environments and landforms in the Ganges Delta. *Sediment. Geol.* 83, 177–186. doi:10.1016/0037-0738(93)90011-S
- Wang, P., Chen, J., Dai, F., Long, W., Xu, C., Sun, J., Cui, Z., 2014. Chronology of relict lake deposits around the Suwalong paleolandslide in the upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau: Implications to Holocene tectonic perturbations. *Geomorphology* 217, 193–203. doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.027
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hubscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0315:agotbf>2.3.co;2
- Wedepohl, K.H., Correns, C.W., 1969. *Handbook of geochemistry*.
- Wickens, G.E., Haq, N., 1989. *New Crops for Food and Industry*. Springer Science & Business Media.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite

systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329. doi:10.1007/s00367-006-0048-9

Zorzi, C., Sanchez Goñi, M.F., Anupama, K., Prasad, S., Hanquiez, V., Johnson, J., Giosan, L., 2015. Indian monsoon variations during three contrasting climatic periods: The Holocene, Heinrich Stadial 2 and the last interglacial–glacial transition. *Quat. Sci. Rev.* 125, 50–60. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.009

Figures

Table 1. Radiocarbon ages of cores used in this study. Date in italics is date not incorporated in age model.

Carotte	Nature	Profondeur (cm)	Cote composite (cm)	Age 14C (yr BP)	Erreur (yr BP)	Age calibré BP (yr)	Erreur (yr cal BP)
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	0	0	Modern		-55	1,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	205	205	1600	30	1159,5	86,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	423	423	2990	30	2771,5	62,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	628	628	3945	30	3942,5	104,5
MD12-3418 CQ	Mixte planctoniques	830	830	6705	35	7233	77
<i>MD12-3417</i>	Mixte planctoniques	<i>707</i>	<i>399,2</i>	<i>3290</i>	<i>30</i>	<i>3119,5</i>	<i>105,5</i>
MD12-3417	Mixte planctoniques	779	460,6	3390	30	3255,5	90,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	992	662	5335	30	5703,5	109,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	1074	733	5955	30	6362	75
MD12-3417	Mixte planctoniques	1385	1089,3	8580	40	9233	138
MD12-3417	Résidus ligneux	1523	1252,7	8100	45	9056	162
MD12-3417	Résidus ligneux	1582	1322,5	8785	45	9771,5	338,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	2015	1835,3	8825	35	9479,5	55,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	2186	2037,2	8870	35	9524	76
MD12-3417	Mixte planctoniques	2726	2677,2	9030	35	9713,5	147,5
MD12-3417	Mixte planctoniques	3777	3921,2	9105	35	9845	170

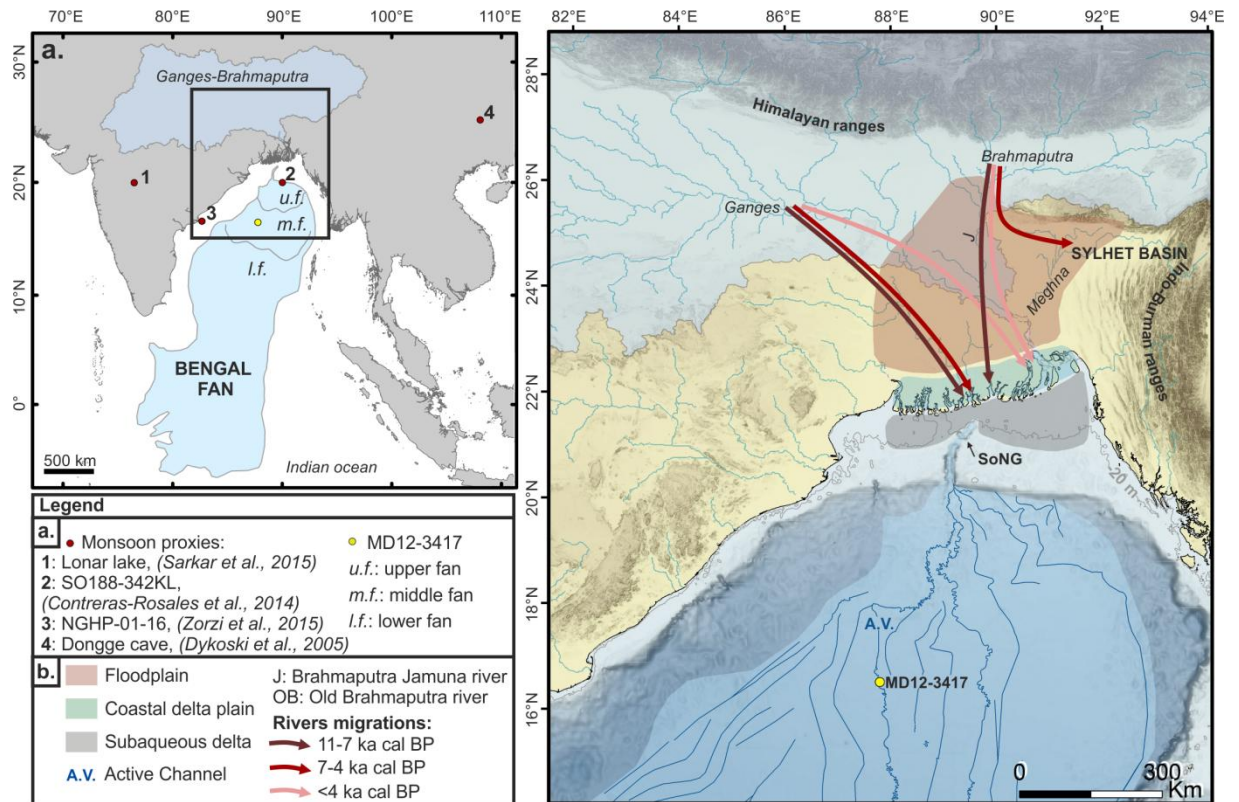


Figure 1. (a) Location map and physiography of the Ganges-Brahmaputra sedimentary system, from source to sink. Location of the monsoon proxies used in this study. (b) Zoom in the transition area between the Ganges-Brahmaputra fluvial system, the subaqueous delta, the SoNG and the northern Bengal fan. Area of the floodplain, the coastal plain and the subaqueous delta have been estimated using Goodbred Jr. and Kuehl, (2000). The gray line represents the position of the sea level at 9.2 ka cal BP (e.g. -20m), according to the global sea level curve (Lambeck et al., 2014). SoNG: the Swatch of No Ground canyon. Channels location in the Bengal fan is obtained from several studies combined (Curray et al., 2003; Kolla et al., 2012; Thomas et al., 2012; NoAA database: <http://www.ncdc.noaa.gov/>; 2012 MONOPOL cruise bathymetry; personal TOTAL seismic lines interpretation). Arrows represent the global Ganges-Brahmaputra river positions during the Holocene, according to Goodbred et al.,(2014) and Pickering et al.,(2014).

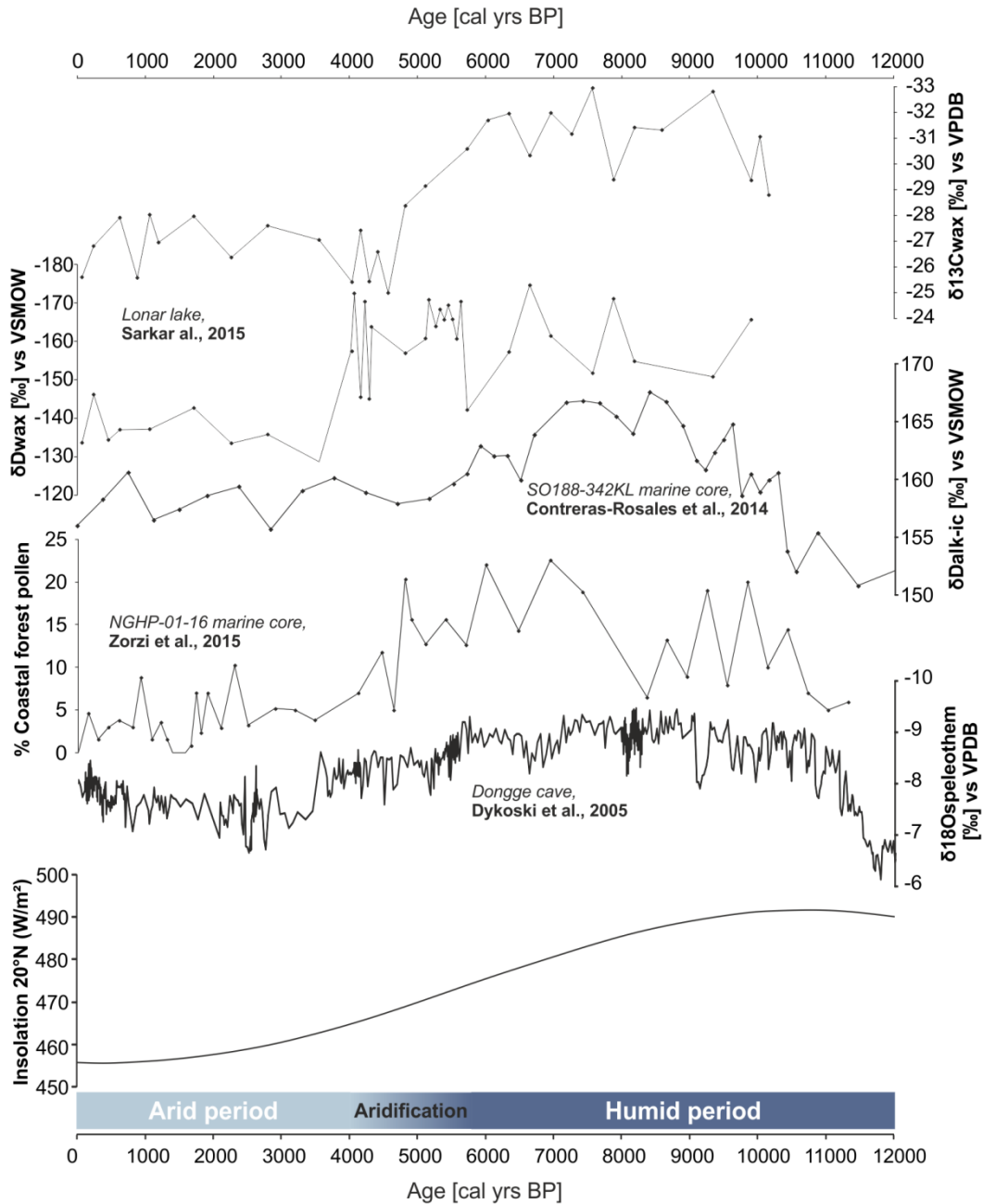


Figure 2. Holocene Indo-Asian monsoon variability: comparison of the records: Lonar lake $\delta^{13}\text{C}$ and δD records (Sarkar et al., 2015); δD record from sediment core SO188-342KL (Contreras-Rosales et al., 2014); % of coastal forest pollen record from sediment core NGHP-01-16 (Zorzi et al., 2015); Dongge cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$ record (Dykoski et al., 2005); Insolation curve at 20°N .

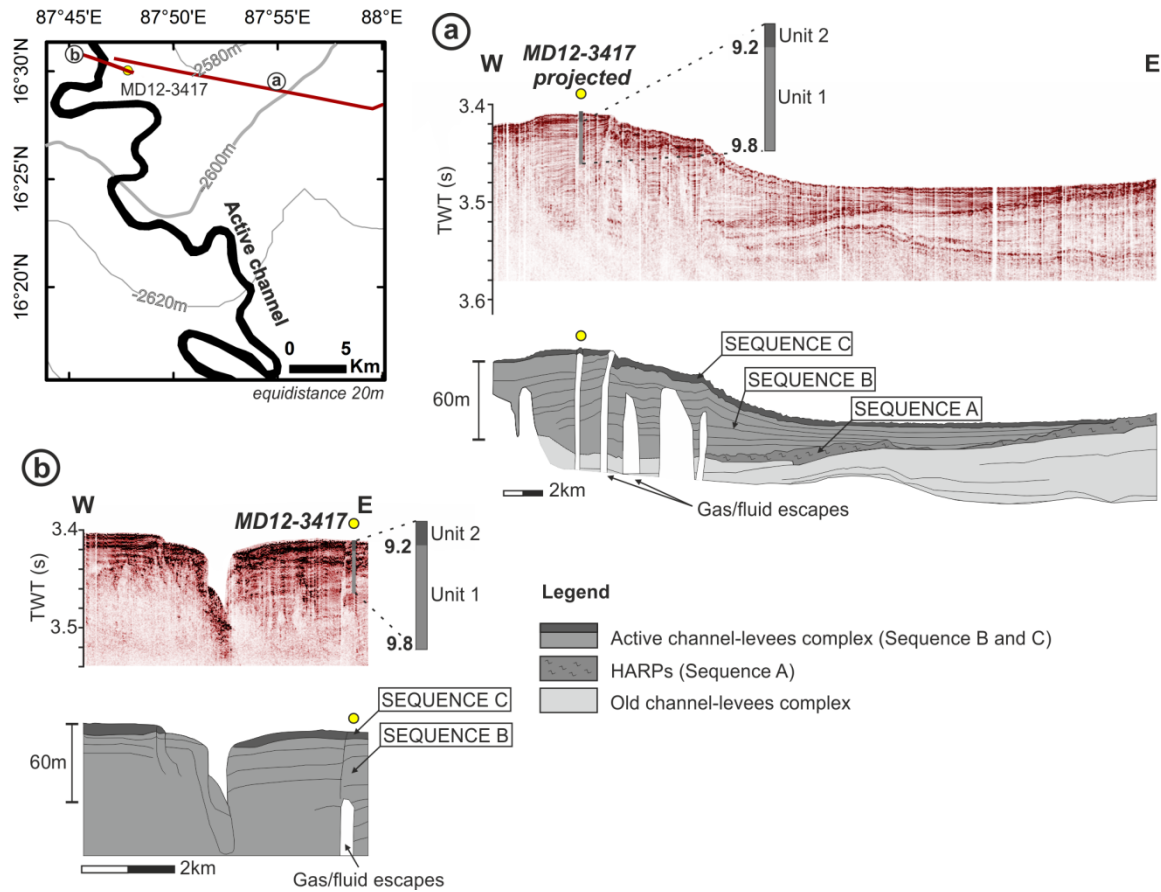


Figure 3. Sub-bottom seismic lines with interpretations. Projection of the core MD12-3417 and interpretation of the eastern levee of the Active Channel datation. Schematic map with location of the seismic profiles, the Active Channel has been drawn according to the multibeam bathymetry obtained during the MONOPOL cruise (2012).

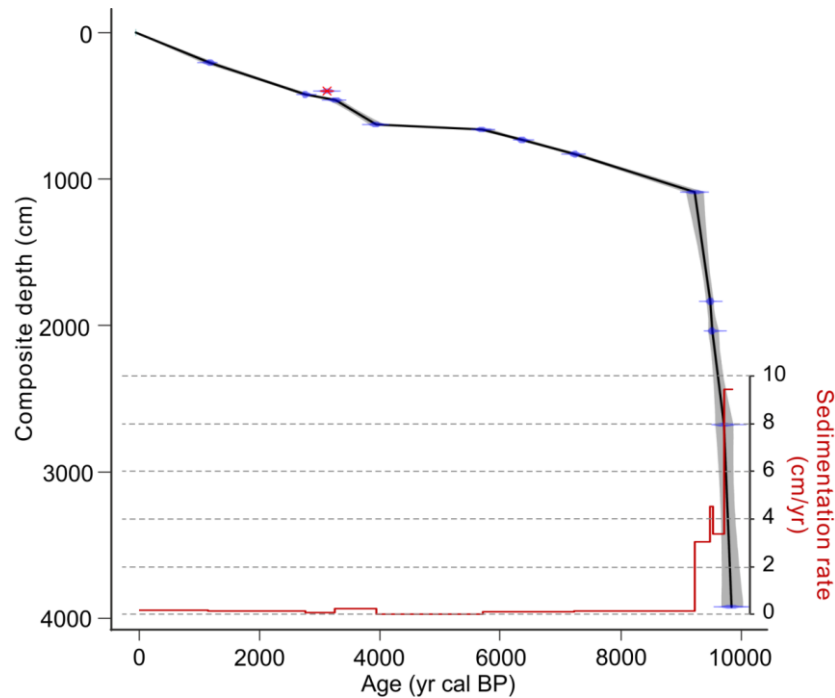


Figure 4. Age model (black line) and its error margin (grey area) of the composite core and sedimentation rate associated. Removed date is in red and crossed out.

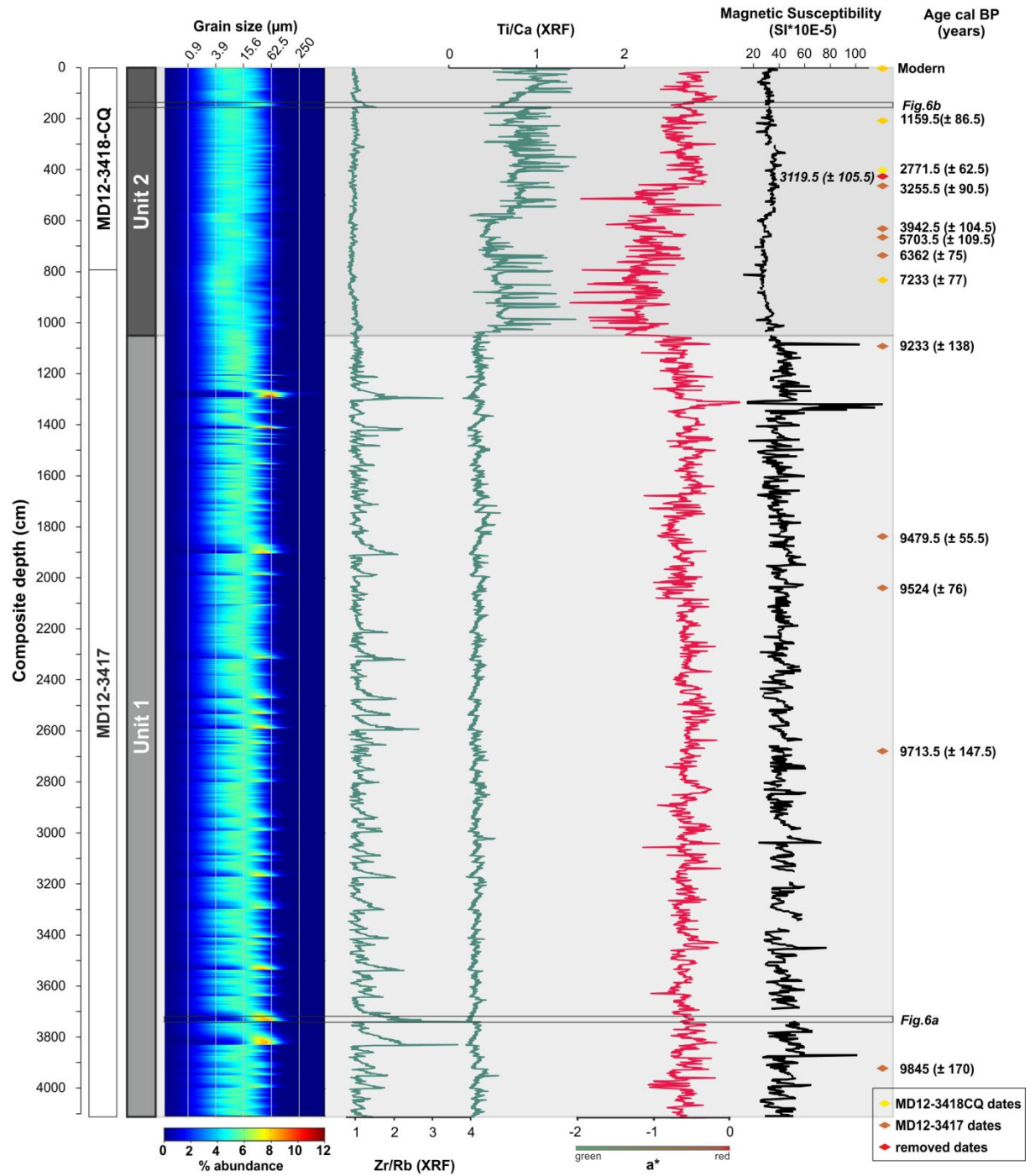


Figure 5. Grain size distribution, Zr/Rb and Ti/Ca ratios, a^* (color variations, from green to red), magnetic susceptibility and calibrated ages. Depths are composite depths in cm. Recognized unit 1 and 2 are indicated to the left.

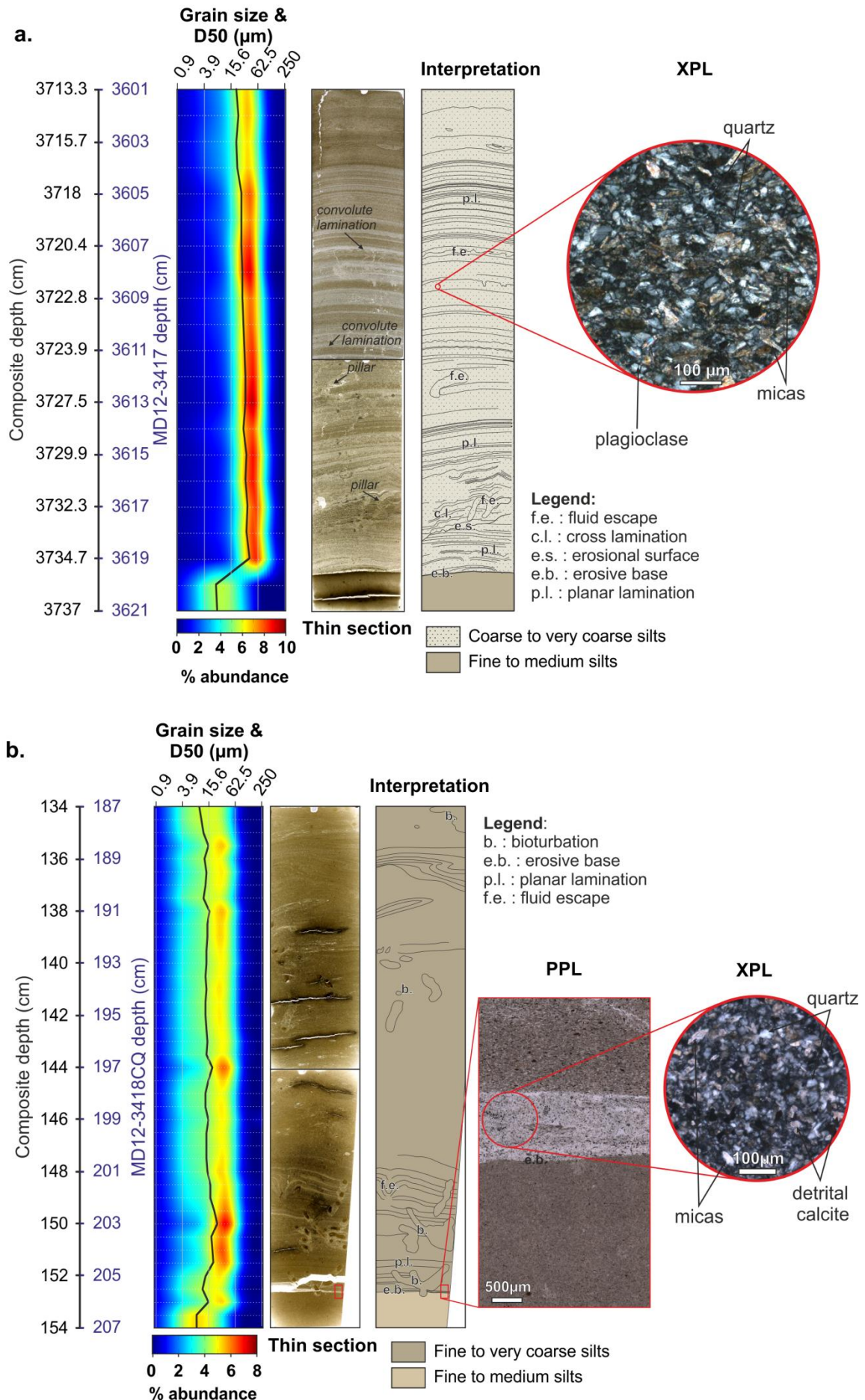


Figure 6. Example of turbidite deposits in the unit 1 (a) and in the unit 2 (b). Grain size distribution and D50, thin section and its interpretation, zoom in XPL (Crossed Polarised light).

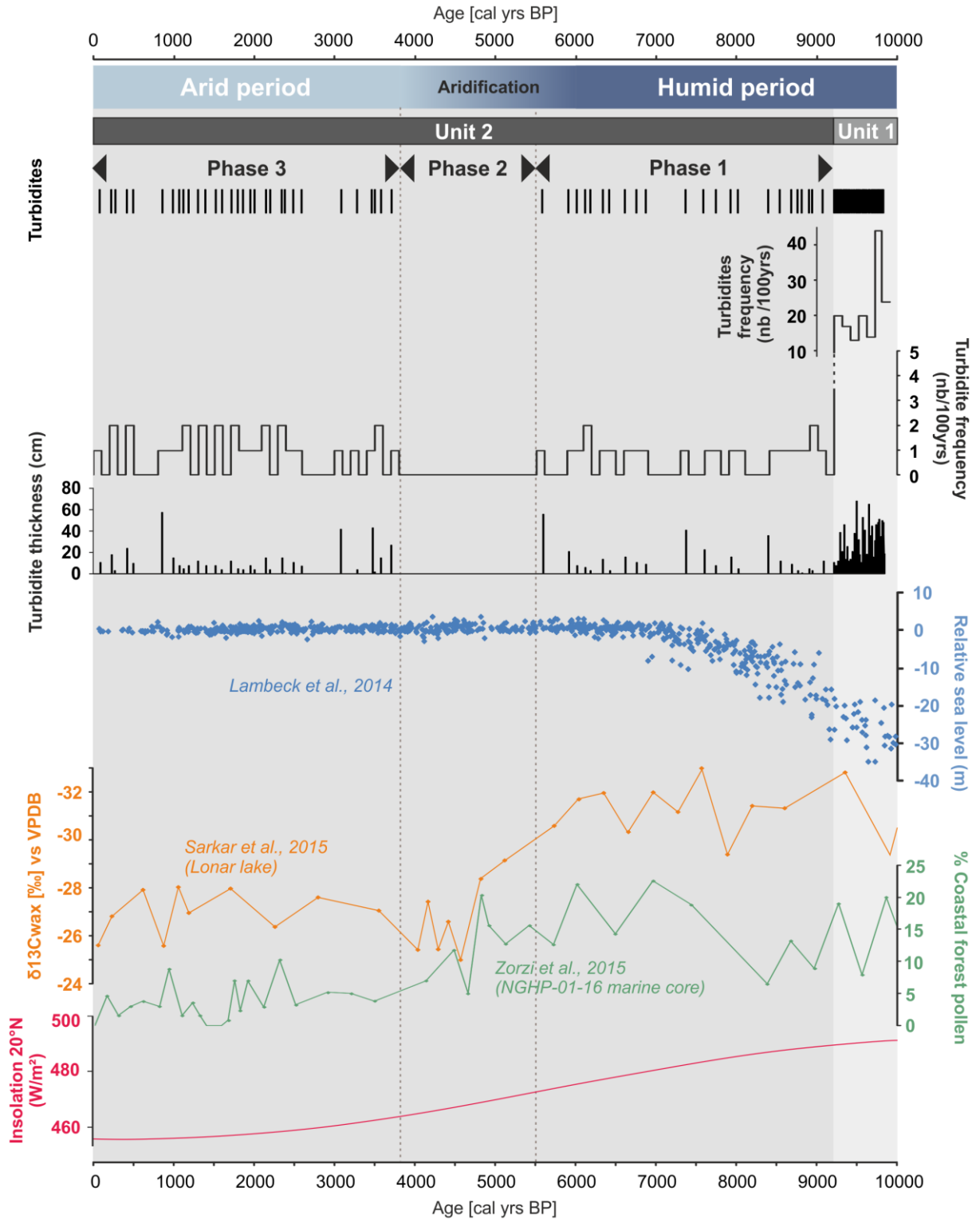


Figure 7. Correlation between Indo-Asian monsoon, global sea level, turbidites frequency and turbidite thickness during the last 10 ka cal BP.

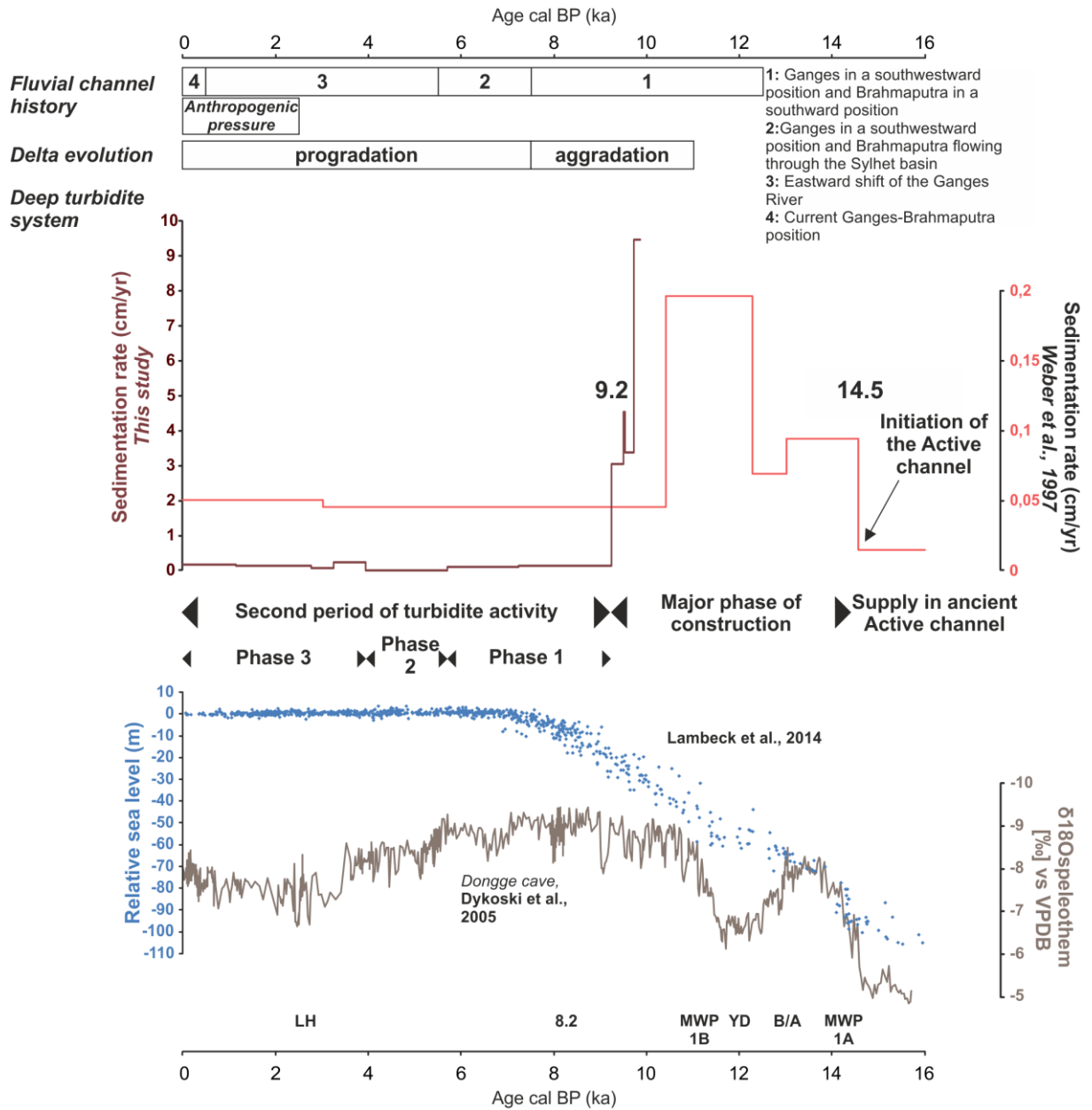


Figure 8. Initiation and evolution of the Active channel during the last 18 ka cal BP. Comparison between the Ganges-Bramaputra river's history, the delta evolution, the deep turbidite system represented by the sedimentation rate obtained by Weber et al., (1997) and in this study, Phase of activity of the Active channel, Relative sea level (Lambeck et al., 2014) and Indo-Asian monsoon (Dykoski et al., 2005). Sedimentation rates curve of Weber et al., (1997) has been calibrated.

IV. Enregistrement de l'activité turbiditique sur plusieurs cycles climatiques

4.1. Activité turbiditique dans la zone médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

4.1.1. Physiographie de la zone de prélèvement de la carotte MD12-3412

La carotte sédimentaire MD12-3412 mesurant près de 35 m de long a été extraite dans la partie médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, à 2368 m de profondeur et à plus de 340 km du SoNG (Figure IV.1). Elle se situe entre deux chenaux turbiditiques, nommés E4 et E3 par Curray et al. (2003, Figure IV.1). Les données bathymétriques issues de la mission MONOPOL ne permettent pas de mettre en évidence directement la présence de ces chenaux turbiditiques. Cependant, les données bathymétriques multi-faisceaux obtenues par la NOAA montrent que le chenal turbiditique E4 passe à moins de 30 km à l'est du site de carottage (Figure IV.1). Le chenal E4 semble très méandrique et malheureusement aucun profil sismique disponible ne le coupe perpendiculairement, nous en avons donc une vision sommaire (Figure IV.1). Le profil 1 de la Figure IV.1 passe cependant à travers le chenal E4 d'après le tracé des chenaux réalisé par Curray et al. (2003). Deux systèmes de chenaux-levées semblent se superposer sur ce profil, l'un fossile sous le second (Figure IV.1, profil 1). Le plus récent pourrait correspondre au chenal E4 (Figure IV.1). Les géométries en moustache caractéristiques des débordements de levées sont relativement bien visibles sur le profil 1 de la Figure IV.1, malgré la mauvaise orientation du profil qui ne permet pas de montrer clairement la présence du chenal. Le profil 2 de la Figure IV.1 montre que la carotte MD12-3412 traverse trois types de faciès sédimentaires : un premier faciès lité et quasi-continu en surface, de forte amplitude s'étendant sur 5 à 6 m d'épaisseur, un second toujours lité et quasi-continu mais d'amplitude plus faible, dont l'épaisseur varie entre 20 et 80 m et enfin un faciès ayant un aspect très chaotique et ne présentant aucune structure sédimentaire visible, dans lequel s'est terminé le carottage (Figure IV.1). Les deux faciès lités sont séparés par un réflecteur plus sombre et bien marqué, visible sur les deux profils sismiques.

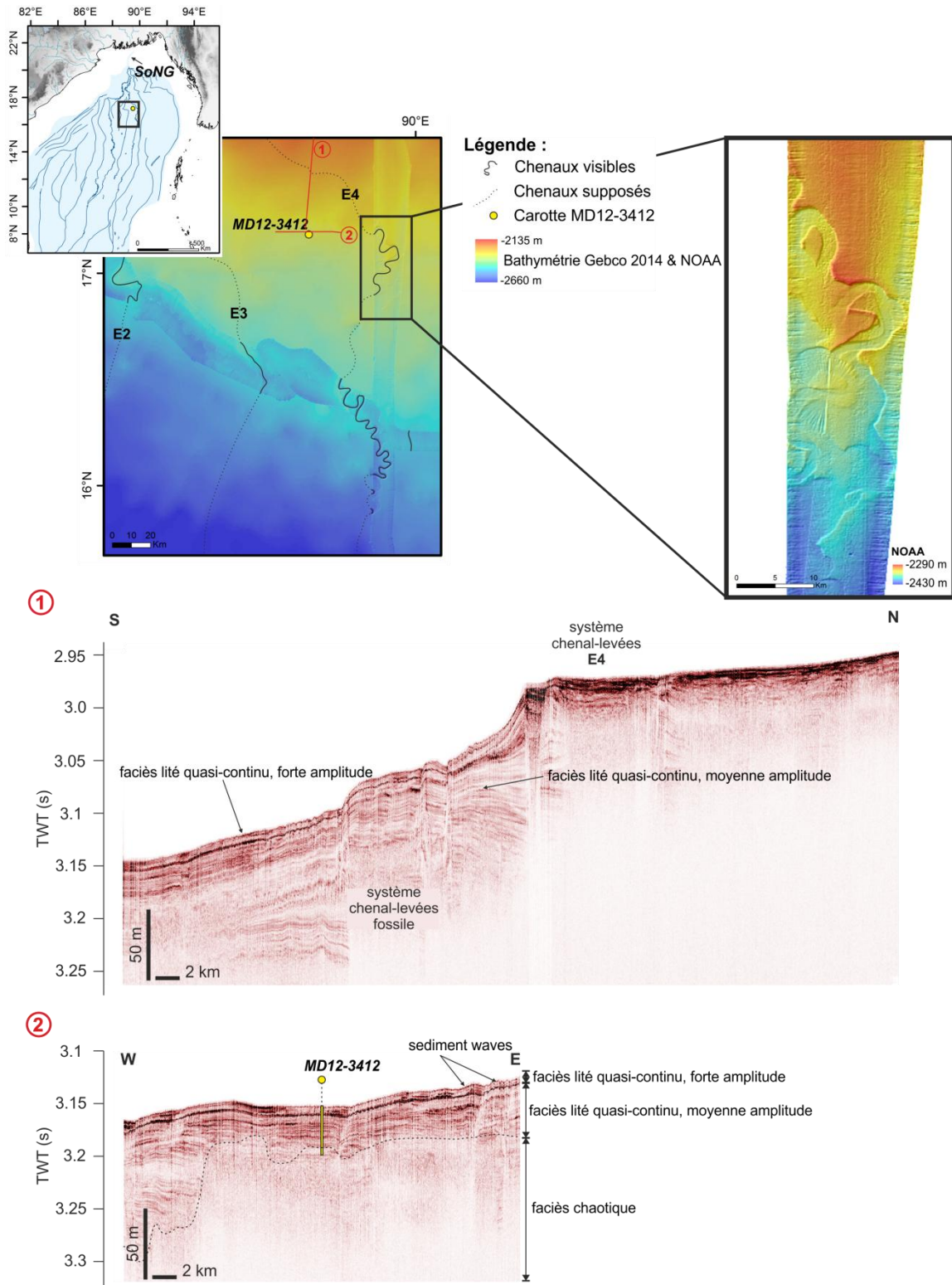


Figure IV.1: Carte de localisation de la carotte MD12-3412 et des profils sismiques associés. Zoom sur la bathymétrie issue de la NOAA qui met en évidence la présence du système chenal-levée E4.

La carotte sédimentaire MD12-3412 a permis au cours du stage de master 2 de Kelly Fauquembergue, d'étudier l'activité turbiditique du système chenal-levées E4, notamment sur les derniers 184 ka cal BP. L'ensemble des données analytiques ainsi que les principales

interprétations découlent de son stage effectué en 2014. Ce travail, partie intégrante de ce projet de thèse, a été finalisé par une publication que nous avons rédigée et dont la soumission est prévue au cours de l'hiver 2016 dans la revue *Marine Geology*.

4.1.2. Objectifs de la publication

Les études sur le chenal actif ont révélé que sa construction se fait pendant la dernière transgression marine (Weber et al., 1997; Fournier et al., 2016). A l'échelle générale du système turbiditique, Curray et al. (2003) mettent en évidence la mise en place du chenal E4 et son abandon entre 125 ka BP et l'actuel.

La description sédimentologique de la carotte MD12-3412 révèle cependant la présence de turbidites déposées bien avant 125 ka BP à proximité du chenal E4. Les objectifs principaux de cette étude ont donc été de tenter de comprendre l'activité turbiditique du Bengal fan en dehors du chenal actif et d'expliquer l'activité turbiditique enregistrée dans la partie médiane du système turbiditique sur les derniers cycles climatiques (du stade isotopique 6 au stade isotopique 1). La compréhension des forçages impactant la sédimentation profonde pendant cette période a été indispensable dans l'étude de l'activité sédimentaire du Bengal fan.

Il ressort de cette étude un contrôle majeur de la position du niveau marin dans les décharges sédimentaires vers la partie médiane du Bengal fan et notamment vers le chenal E4.

4.1.3. Factors of turbidite activity in the Bengal fan during the last 184 ka cal BP: clues from an inactive channel

Kelly Fauquembergue^a, Léa Fournier^a, Sébastien Zaragosi^a, Bruno Malaizé^a, Franck Bassinot^b, Ronan Joussain^{c,d}, Christophe Colin^d, Catherine Kissel^b, François Leparmentier^e

Abstract

The biggest turbiditic system of the world is located in the Bay of Bengal (Emmel and Curray, 1983). Sediments that form this system mainly come from Ganges and Brahmaputra rivers, which drain high Himalayan ranges (Emmel and Curray, 1983). Sediments supply increases in frequency during strengthening of monsoon (Goodbred and Kuehl, 2000). Sedimentary transfers from delta to deep sea fan occur as turbidity currents in channel-levees systems, named E1, E2, E3, E4, E5, E6 and E7 eastward of the Active channel (AV) and W1, W2, W3, W4, W5 and W6, westward of the AV (Curray et al., 2003). Eastern channels are supposed to avulsed for 125 ka BP toward the recent system in which E4 channel is initiated and avulsed toward most recent

channels (Curray et al., 2003). Previous studies have shown that, during highstand sea level periods, sediments are mainly stored on the Ganges-Brahmaputra delta, and turbiditic channels work one by one during the Quaternary (Weber et al., 2003). The AV, is strongly active during the last marine transgression, illustrating a very good connexion between fluvial systems and deep turbidite system at this time (Weber et al., 1997; Fournier et al., 2016).

In 2012, the aim of the oceanographic cruise MONOPOL was to study discharges' features, flowing through those channels, in order to find potential links with indo-asian monsoon variations. The MD12-3412 calypso core, collected on the median part of the Bengal fan, near the E4 channel, covers a 184-kaBP record well dated. A turbidite frequency and thickness study was carried out to study the evolution of sedimentary discharges. Comparing to the Active channel, the E4 channel illustrates a different way of working: turbidite activity is only recorded during low sea level phases and stopped around 15.7 ka cal BP. Periods of activation of the E4 channel were previously identified on the shelf-break along the Swatch of No Ground Canyon (SoNG) area by Hubscher and Spiess, (2005) as thick Forced Regressed Systems Tracts (FRST). That similarity could be explained by the great connexion between the SoNG and E4 channel during sea level lowstand.

1. Introduction

Ganges and Brahmaputra rivers have ones of the most important sedimentary discharges in the world (1×10^9 t/an, Milliman and Syvitski, 1992).

Discharges are particularly high during the summer indo-asian monsoon (from June to September; Saraswat et al., 2014). During the Holocene, sedimentary supplies varied a lot on the delta; the period from 11 ka to 7 ka shows high sediment discharges, which went down after 7 ka according to a decreasing in monsoons intensity (Goodbred and Kuehl, 2000).

Deeper, many channels run through the Bay of Bengal which constitute the largest turbidite system in the world: the Bengal fan (Curray et al., 2003). Recent sedimentary activity of this system has been well studied along the Active Channel, mostly by seismic tools: morphological studies were carried by Hubscher et al., (1997) who focused on the channel and levees structure of upper, middle and lower fan; Kolla et al., (2012) detailed morphology of channel curves located in the upper fan; Schwenk et al., (2003) pointed frequent avulsions (± 750 yr) of the Active Channel. Weber et al., (1997)

studied inner and outer levees of the AV and detailed an intense construction of the levees during the last marine transgression, since the initiation of the AV around 14.5 ka BP. Fournier et al., (2016) reconstructed for the first time turbidite activity of the Active Channel and provides a new insight on the main forcings which affect the construction and the sedimentary activity of the AV.

What about sedimentary activity for older periods? In order to answer to this question, inactive channels have been sampled. Further is the core from the channel, thinner is the recorded sequence and older is the period we can retrace. Our study will focus on a core collected on the right levee of a channel identified on the bibliography as the E4 channel (Curry et al., 2003). The collect of a long core located on the upper part of the middle fan (MD12-3412) enable us to study the E4 channel activity during the last 184 ka BP.

Studies of turbidite sequence morphologies and frequencies allow to correlate channel activity to the main sedimentary control factors. As an example, Toucanne et al. (2012) linked the Armorican margin turbidite activity with the European ice-sheets melting phases, while the Makran turbidite system activity and the Indus turbidite activity seems conditioned by both continental climate and sea level (Prins et al., 2000; Bourget et al., 2010, 2013). This methodology was applied on the Bengal turbidite system for the first time by Fournier et al. (2016) on the Holocene turbidite activity of the Active Channel. The study of the core MD12-3412 attempt to provide a new step toward the global comprehension of how the world's largest turbidites system works, focusing on a precised turbidite frequency analysis since the marine isotopic stage 6.

2. Previous studies

Holocene Ganges-Brahmaputra rivers discharges are sensitive to regional climatic forcing: sedimentation rates on continental margin reach their maximum during high monsoon intensity periods (Goodbred and Kuehl, 2000). Sediments eroded from their catchments form the world's largest subaerial delta of riverine channel, floodplain, and delta-plain environments (Goodbred et al., 2003). This delta is the key of connection between continental sediment supplies and the Bengal fan sedimentation: it is the playground area of both sea level fluctuations and monsoon sediments depositions, making landforms evolve and sedimentation varies (Umitsu, 1993).

Phillips et al. (2014) suggest that a peak of the mass accumulation rates of lithogenic material on the Mahanadi basin margin (south of Ganges-Brahmaputra system) during

the Holocene was correlated with monsoon activity. However, close Bangladesh shelf and shelf-break, sedimentation are driven by another global forcing, mostly conditioned by sea level fluctuation, showing seismically both thick Forced Regressed Systems Tracts (FRST) and thin Transgressive Systems Tracts (TST) (Hubscher and Spiess, 2005). The north Bengal shelf extends on 200 km-long, and the shelf-break is located around 120 m depth but can reach 170 m depth along its main canyon edge: The Swatch of No Ground (SoNG). This depth is close to depths that low sea level can reach during glacial periods, so because of its shallowness, the shelf break may be cyclically affected by the sea level fluctuations (Miller et al., 2005).

From 20 to 29% of the total river load can reach the SoNG in the modern configuration (Michels et al., 2003), making of this canyon the main connection between deltaic edifices and the deep-sea fan. When sediments leave the SoNG, sediments circulate into deep-sea channels as turbidity currents (Kottke et al., 2003). The Active channel (Figure IV.2) is supposed to be the only channel connected to the SoNG during the Holocene, every discharge from the Ganges-Brahmaputra bypassing the shelf are supposed to flow into the Active Channel (Weber et al., 1997; Fournier et al., 2016). However, the understanding of the entire system organisation during Pleistocene and Holocene is hard to describe mainly due to often avulsions of active channels (Curry et al., 2003). Indeed, other channels than the Active Channel are supposed to be avulsed since the last 125 kyr even if during Pleistocene, rivers mouths and coast lines could reach the shelf break and reactivate several canyons and multiple channels (Curry et al., 2003). Some studies managed to identify Pleistocene turbidites activities on the distal fan (Kessarkar et al., 2005). However, in the upper and the middle fan (where the connexion between shelf slope and channels is not well defined) it has not been studied yet.

Moreover, many studies focused on channels activity using seismic data (Hubscher et al., 1997; Thu et al., 2001; Curry et al., 2003; Kolla et al., 2012) or sediment physical properties (Weber et al., 2003) but only the Fournier et al. (2016)'s study focused on direct grain size measurements and geochemistry methods to retrace turbidites frequency of the Active Channel. Here we try to focus on a middle fan channel, which is not the Active Channel (Figure IV.2), using precise measurements on a core (MD12-3412) sampled from its right levees. We try to retrace turbidites history of the E4 channel, considered as initiated and avulsed during the last 125 ka (Curry et al., 2003).

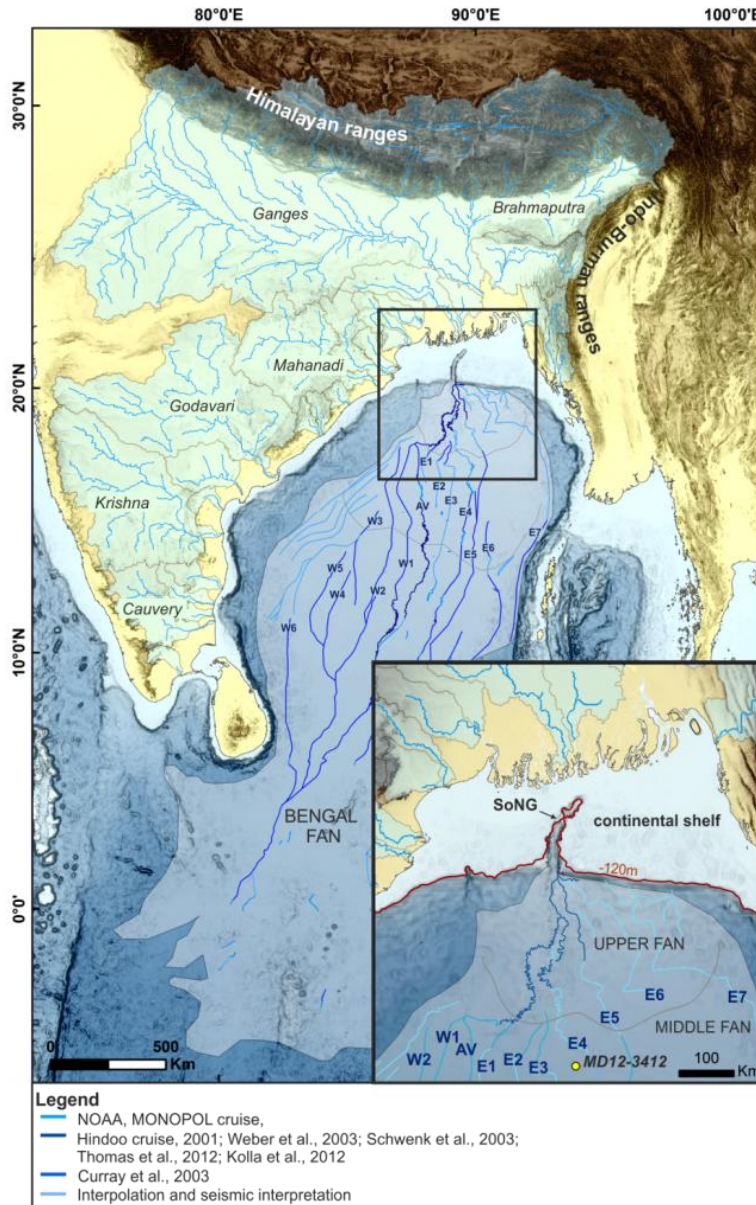


Figure IV.2: Location map and physiography of the Ganges-Brahmaputra sedimentary system, from catchment to deep sea fan. Fluvial systems are in light blue and channelizations of the Bengal fan according to different sources and interpretation are visible in shade of blue. Names of each channels are from Curaray et al., (2003). Zoom on the upper and middle fan with location of the core MD12-3412 and -120 m isobaths.

3. Materiel & Methods

3.1. Sediment Core

The sedimentary core MD12-3412 (Calypso corer, 18°18.62'N, 89°34.26'E, 2367 m water depth, 32 m long) have been collected in the northern Bay of Bengal, in the upper part of the middle fan, during the MONOPOL cruise of the R.V. *Marion Dufresne* (2012). Few seismic profiles and bathymetric data were available in the studied area. However, Curaray et al., (2003), described precisely each channels of Bengal fan and compilation of our data (Figure IV.2) leads to a precise channel location, and attest that the MD12-3412 core is located at ± 30 km to the E4 channel, which seems to be the closer channel observed around this core. Thus, we assume that sequence identified later

as turbidites sequences probably come from the E4 channel overflow. Meanwhile, more bathymetric and seismic data could be necessary to confirm this hypothesis. This assumption does not disturb the Bengal Fan behaviour proposed in this work but we have to keep in mind that E3 could replace E4 with more geophysics data.

The Calypso corer method led to an oversampling of the MD12-3412 upper section (Skinner and McCave, 2003), which was highlighted thanks to the utilisation and comparison with a second gravity core not oversampled at the same site (MD12-3411, CASQ corer, 9 m depth). To correct this oversampling, comparison of magnetic susceptibility records between both cores permitted to correct MD12-3412 depths and allowed to create a precised composite core. All core depths used in this work were corrected this way.

3.2. Stratigraphy

Stratigraphy of core MD12-3412 was established thanks to three different kinds of proxies:

- Tephrochronology. Samples analysed by the OPGC lab (Clermont-Ferrand) allowed finding an eruptional sequence at 5.08 m depth (Table IV.1). This tephra was clearly identified as the Toba eruption thanks to oxides composition data compared with Matthews et al., (2012) data.

Table IV.1: Comparison between Toba eruption features (Matthews et al., 2012) and the MD12-3412 tephra sequence. Range of values for Matthews et al., (2012) data are obtained combining proximal data and distal data. Range of thickness is obtained combining values obtained in the bay of Bengal.

	MD12-3412 samples analyses	Analyses from Matthews et al., 2012
	n=14	n=274
SiO₂	74,69	76,80-77,44
TiO₂	0,07	0,05-0,08
Al₂O₃	12,22	12,40-12,70
FeO	0,88	0,77-0,97
MnO	0,06	0,06-0,08
MgO	0,06	0,04-0,07
CaO	0,78	0,69-0,89
Na₂O	3,04	2,98-3,38
K₂O	5,04	4,98-5,17
Tephra thickness (cm)	8	2-15

- $\delta^{18}\text{O}$ PDB. Values were obtained from planktonic foraminifers *Globigerina ruber* tests with $\delta^{13}\text{C}$ measurements. It has been performed at LSCE laboratory using a mass spectrometer. Those tests were collected every 5 cm for the upper 8.82 m and every 10 cm for the rest of the MD12-3412.

- 8 radiocarbon dates were obtained from foraminifers' bulk tests from clayey hemipelagic units on the MD12-3412 and 4 dates on the MD12-3411Q (Table IV.2). Radiometric dates were acquired by the ARTEMIS Accelerator Mass Spectrometry facility at the CEA center of Saclay (Gif-Sur-Yvette). Then, dates were calibrated using MARINE 13 curve (Reimer et al., 2013) and using a standard reservoir age of 400 years, usually used in the Bay of Bengal (Dutta et al. 2001; Southon et al., 2002). The age model has been established using the R software package Clam (version 2.2; Blaauw 2010) with a linear interpolation method at 1 cm resolution. All those dates were used to create a template based on Imbrie and Imbrie (1980) model. This template indicates that the MD12-3412 core records 184 ka cal BP of sedimentation (Figure IV.3).

Table IV.2: Radiocarbon ages of core MD12-3412 used in this study.

Core Name	Depth (cm)	Age (yr BP)	Error (yr BP)
MD12-3411Q	0	705	30
MD12-3411Q	60	13995	50
MD12-3411Q	120	19270	70
MD12-3411Q	210	28850	200
MD12-3412	10	2180	30
MD12-3412	25	9805	40
MD12-3412	41	12345	40
MD12-3412	62	14230	50
MD12-3412	78	14175	45
MD12-3412	101	16550	70
MD12-3412	124	19330	70
MD12-3412	169	24700	130
MD12-3412	205	27980	220

$\delta^{18}\text{O}$ PDB records with and without turbidites were compared. Because those models seem similar and show no significant difference especially at our study scale (periods of 5 ka), the model established with turbidites was approved by the MD12-3412 workers and will be used for this study.

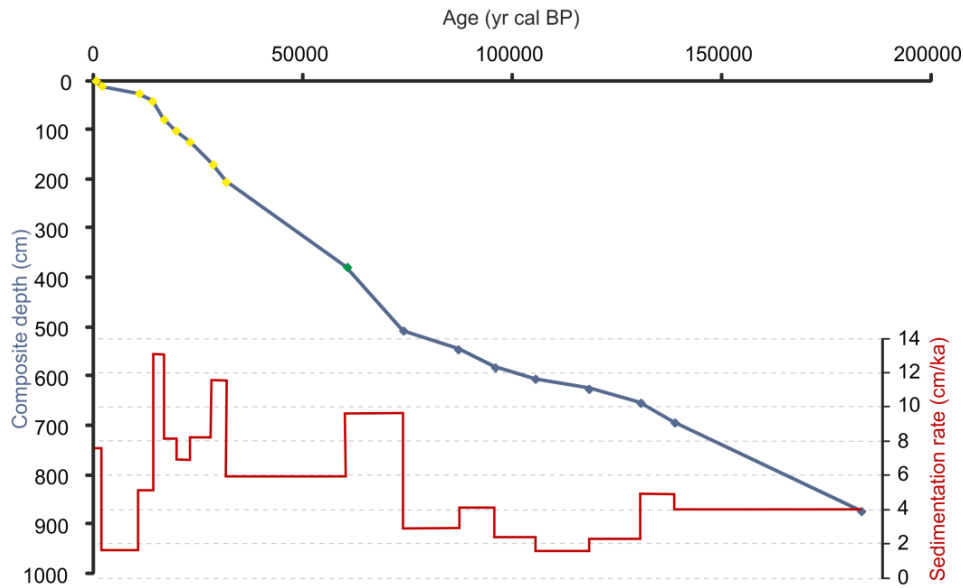


Figure IV.3: Age model (blue line) of the core MD12-3412 and sedimentation rate associated. Radiocarbon dates are in yellow, Toba eruption is in green and $\delta^{18}O$ *G.ruber* pointers tuned on Imbrie and Imbrie (1980) revised template are in blue.

3.3. Sediments analyses

The core was analysed with the SCOPIX X-ray image-processing tool at EPOC lab (Bordeaux).

Semi-quantitative analyses of some chemical elements contained in the core were realised with an XRF Core Scanner – AVAATECH at EPOC laboratory. A step of 1 cm has been used along the entire core measurement and elements such as rubidium (Rb), zirconium (Zr), silica (Si) and aluminium (Al) have been selected. Indeed, an increase in Si/Al ratio points detrital supplies (Wien et al., 2006), while Zr/Rb allows a preview for grain size variations (Dypvik and Harris, 2001).

For grain size, 1887 samples have been collected along the core MD12-3412. Grain size distribution is presented with a grain size map. Samples position steps vary from 0.5 cm (X-ray darker layers, high Si/Al and Zr/Rb ratio, Figure IV.4) to 5 cm (X-ray lighter layers, low Si/Al and Zr/Rb ratio). Measurements were realized on a Malvern Mastersizer particle size analyser. Grain size data were visualized with a MatLAB® program to map the repartition percentage of the grain size fractions (Figure IV.4).

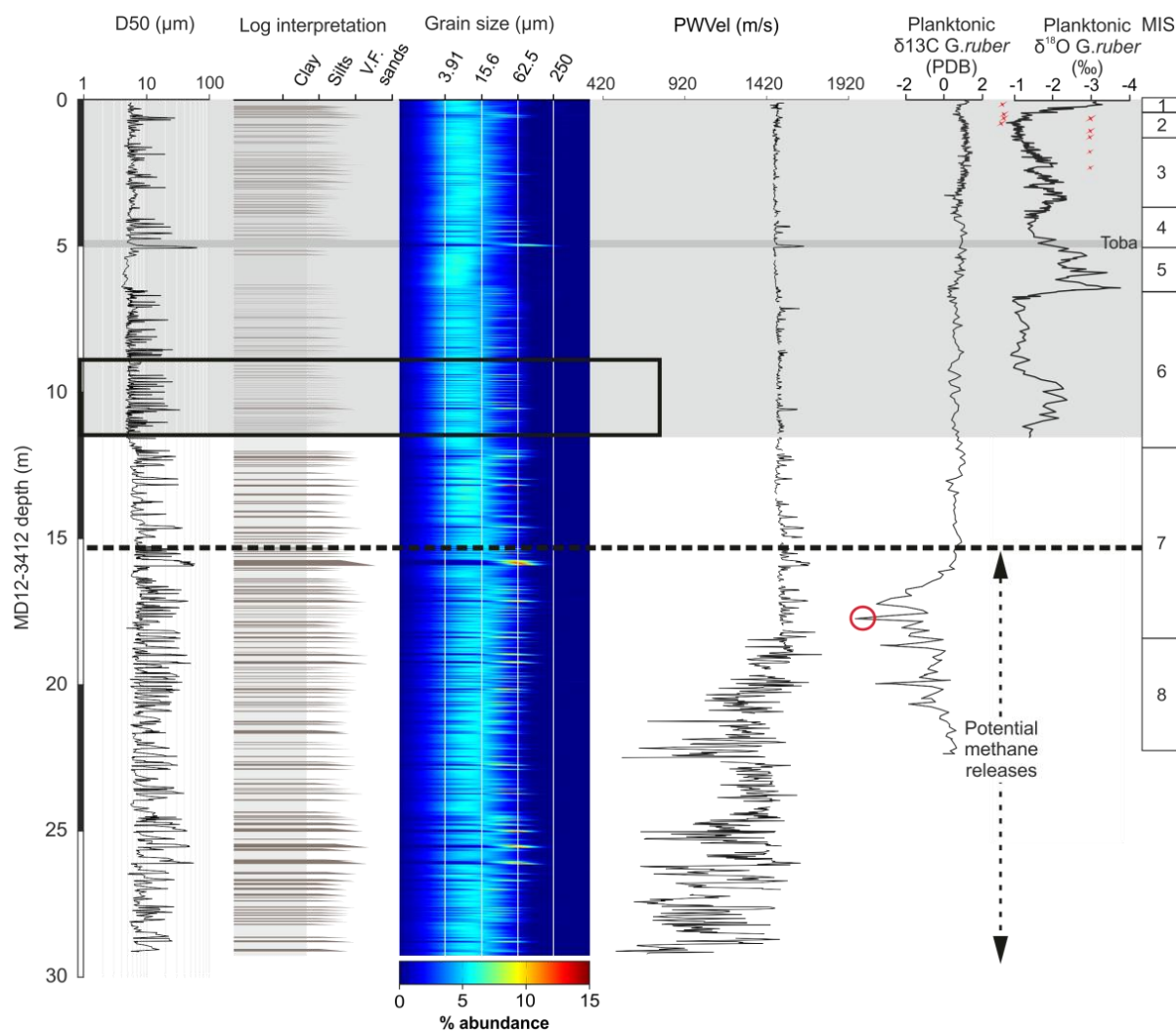


Figure IV.4: Interpretative log, grain size distribution (D50 and grain size map), P-waves velocities, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ *G. ruber* and position of Marine Isotopic Stages (MIS). Toba eruption is visible, as well as position of radiocarbon dates. Location of the Figure IV.5 in the black rectangle.

Washings (63 μm and 150 μm), thin sections and sediments smear slides were realised on the core MD12-3412, in order to analyse the composition of some strategic sequences.

P-waves velocities were obtained on the Marion Dufresne board, thanks to the multi-sensor track Geotek.

4. Results

MD12-3412 analysis revealed that below 15 m depth, $\delta^{13}\text{C}$ values (obtained with $\delta^{18}\text{O}$ PDB values) reach abnormal low values ($\sim 5\%$, Figure IV.4). According to Garidel-Thoron et al., (2004) these values may be linked to massive methane releases that could led to depletions in $\delta^{13}\text{C}$ foraminifer shells at some points, meaning that the lower part of the core could be affected by methane releases. Moreover, P-waves velocities (Figure IV.4) showed that, for

sediments below 22 m depth, velocities could reach 600 m/s approaching more speed of sound in the air (about 360 m/s) than speed of sound in water or sediments (about 1500 m/s). Combination of these observations makes possible the hypothesis that the base of the core may be affected by an ascent of gas, which could modify the sediment geochemistry. This problem is consolidated by a broad frame of gas hydrate areas on the Bay of Bengal (Dewangan et al., 2013; Collett et al., 2014). To address that problem, the study will focus on the 8.73 m top core sections where the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values seem geochemically unaffected (Figure IV.4).

This core is composed of fine-grained sediment, mostly clay to silty-clayed sized particles (4-15 μm), observed on X-ray imagery as homogeneous light sequences. The grain size map (Figure IV.4) shows 46 grain size excursions to coarser silts or very fine sandy grains (31,3-62,5 μm), between 8.7 m and the top of the core, corresponding to dark, heterogeneous and subtly stratified sequences on X-ray imagery (Figure IV.4). Those excursions form thin (1 cm scale), fining-upward layers commonly associated with planar lamination, and slightly erosional surfaces (Figure IV.5 and Figure IV.6). Laminations are probably due to currents variable energy and may correspond to Bouma's terms sequences where cross laminations (Tc) are topped with planar laminations (Td). These coarse silts to clay excursions grade up to decantation clay. These excursions reach a mean thickness of ~ 4.5 cm and are also illustrated by abrupt increasing in Si/Al ratios at sequences bases (Figure IV.5).

Sediment observations and thin sections (Figure IV.6) explain this ratio by sudden apparition of detrital material (quartz, white and black mica for $\sim 95\%$ of total samples, and few foraminifer broken tests for the last $\sim 5\%$) above sediments presenting a lot of foraminifers and bioturbations. This set of observations lead to the conclusion that core MD12-3412 has recorded fine-grained turbidites (coarse silts or very fine sand grain-size excursions) interspersed by hemipelagic sequences (lighter silty-clays). So every grain-size excursions showing these specific features were considered as fine turbidite sequences and counted to obtain frequencies.

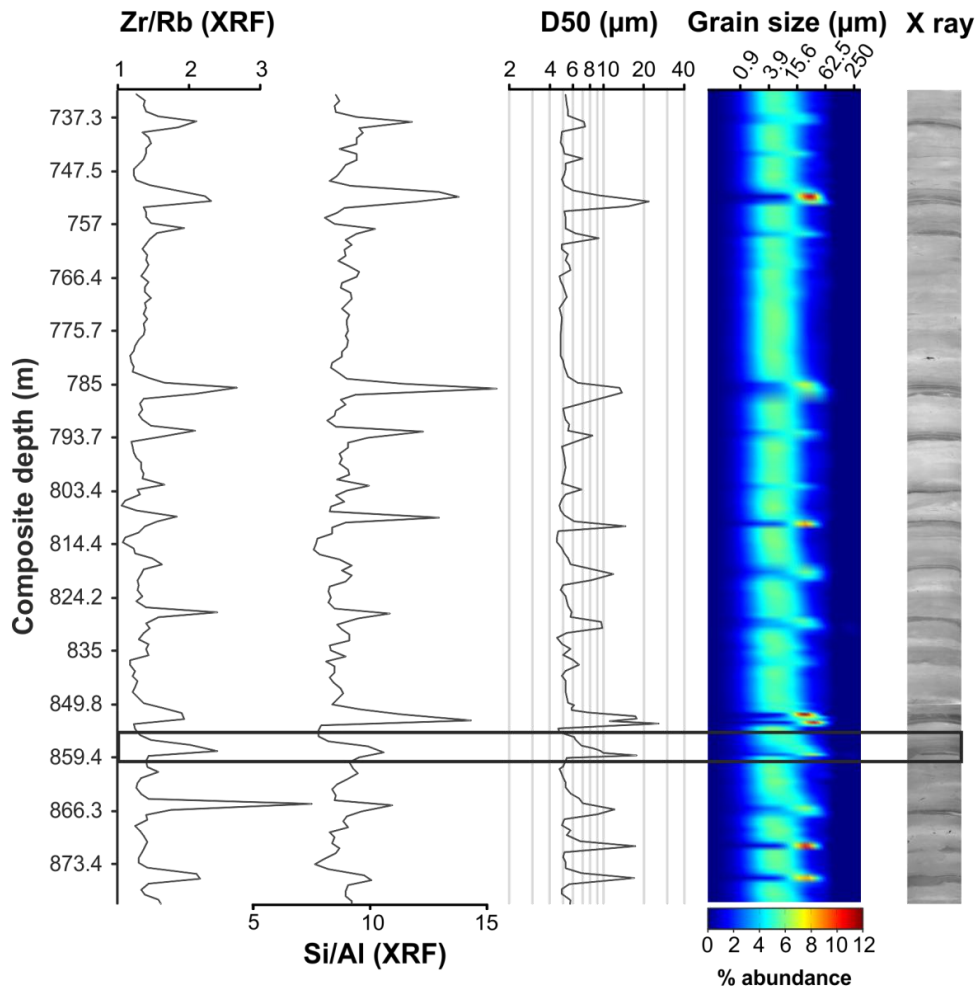


Figure IV.5 :Example of turbidite sequence successions: Zr/Rb and Si/Al ratios, D50, grain size distribution and Scopix radiography. Location of the Figure IV.6 in the black rectangle.

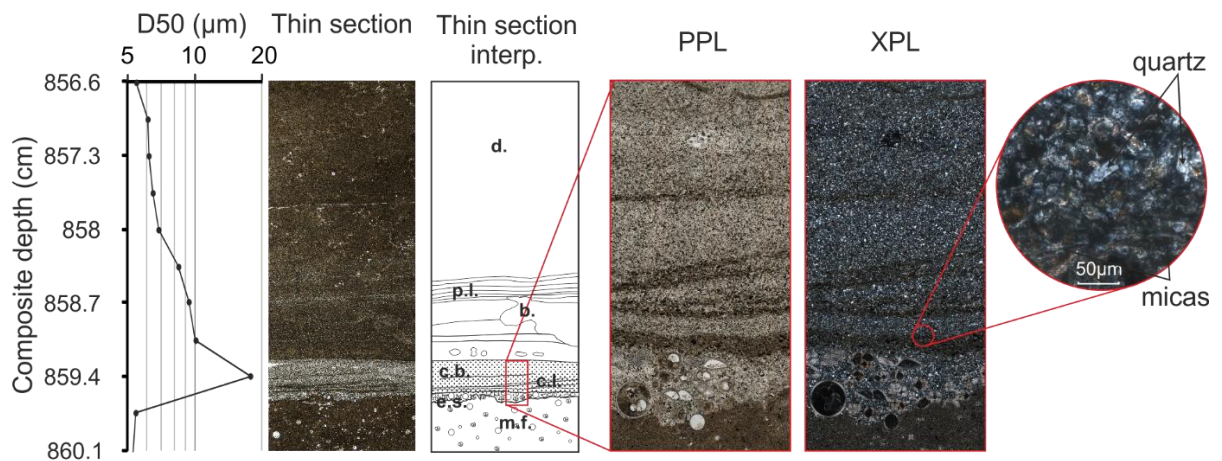


Figure IV.6: Example of grain size excursion and detailed composition of bases in Plane polarised light (PPL) and Cross-polarised light (XPL). d. : decantation, p.l. : planar lamination, b. : bioturbation, c.b. : coarser bed, c.l. : cross lamination, e.s. : erosional surface, m.f. : mud rich in forams. Planar laminations (Td), cross laminations (Tc) and erosional surfaces with decrease in grain size from erosional surface to decantation are typical of Bouma's sequences.

To investigate the E4 channel activity, we count the number of turbidites on core MD12-3412, occurring within periods of 5 ka cal BP. This time interval enables us to observe distinction between MIS (Marine Isotopic Stages), sea level fluctuations and Indo-Asian monsoon intensity (Figure IV.7). Two distinct periods of major turbidite activity are identified (Figure IV.7):

- an active phase during MIS 4-3-2, with a peak in frequency during MIS 2 and 4 (6 turbidites/5 ka).
- an active phase during MIS 6, with a regular frequency (from 5 to 3 turbidites/10 ka).

Those 2 periods of higher activity are interspersed by inactive periods during the MIS 1 and MIS 5 (Figure IV.7).

Analyses of turbidite occurrences (Figure IV.7) show approximately the same number of turbidites/5 ka during MIS 4-3-2 (3.8 turbidites/5 ka) and during MIS 6 (3.7 turbidites/5 ka), even if activity seems more variable during MIS 4-3-2 than during MIS 6 (Figure IV.7).

Turbidite thickness were measured using combination of grain size data (difference of depths between coarse bases and the end of decantation (Figure IV.6), geochemical data (difference of depths between high and stable Si/Al & Zr/Rb ratios (Figure IV.4) and apparition of internal structures in sequences (laminations and erosive surfaces, Figure IV.6). Turbidite thicknesses vary from 2 to 10 cm during activity periods. There is no significant variations in mean turbidite grain size for the two activity periods (4.9 cm for MIS 4-3-2 and 4.67 cm for MIS 6), but thicknesses seem more variable during MIS 4-3-2 (from 2 to 11 cm) than during MIS 6 (from 2 to 8 cm). Moreover, thicknesses are greater from MIS 4 (2 cm) to MIS 2 (11 cm).

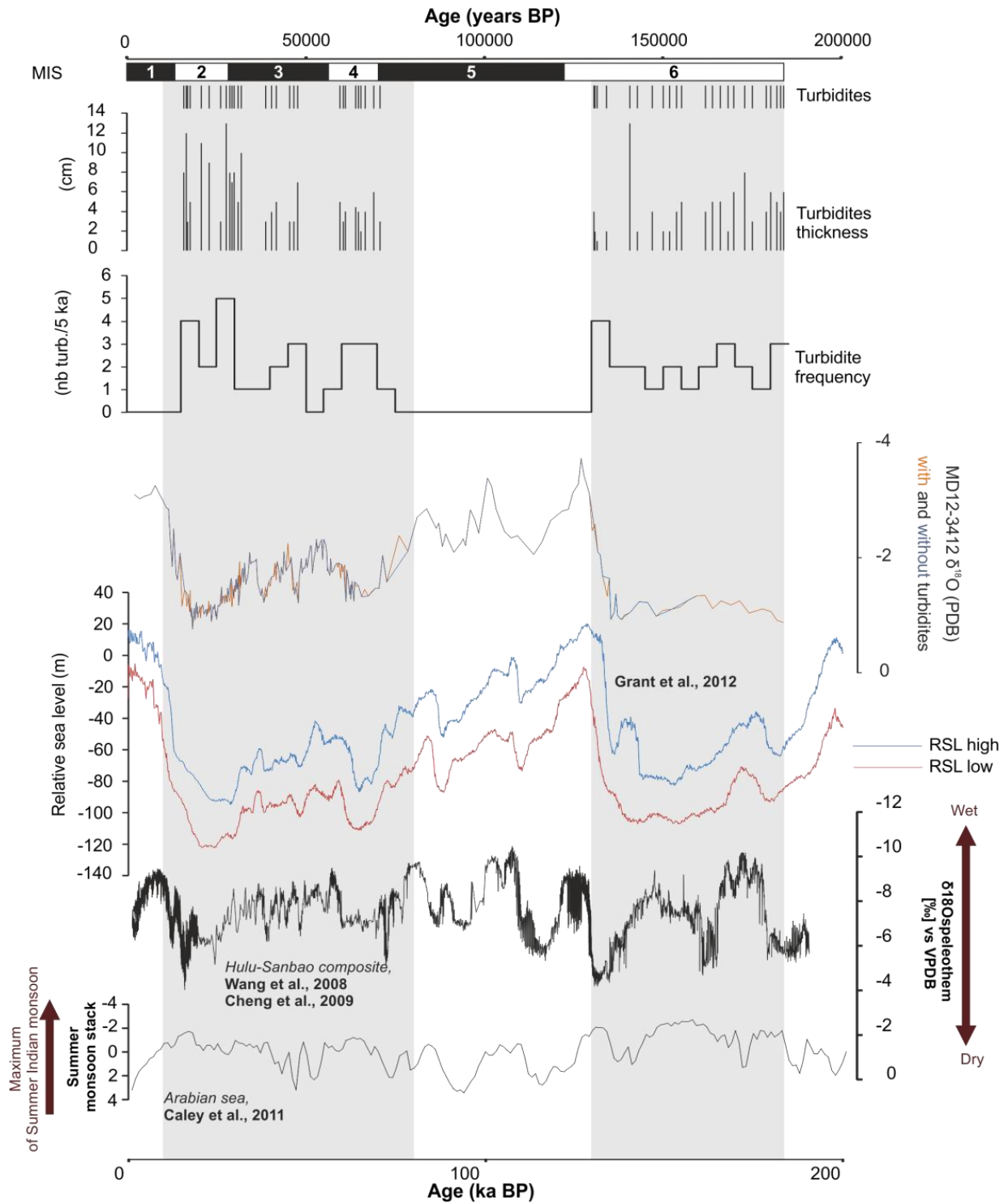


Figure IV.7: Correlation between $\delta^{18}\text{O}$ *G.ruber*, turbidite frequency and turbidite thickness, sea level variations (Grant et al., 2012) and Indo-asian monsoon proxies (Caley et al., 2011; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009).

5. Discussion

5.1. Main forcings affecting turbidite activity

During the last 184 ka cal BP, two active phases and two inactive phases are distinguishable. What kind of forcing can explain these phases?

According to Phillips et al. (2014), monsoon intensity controls sedimentation near to the outlet of the Mahanadi river, in the Bay of Bengal during the last 110 ka cal BP. During the Holocene, a strengthening of the monsoon induces an increase of river discharges and then an increase of the sedimentation rate at the outlet of the Mahanadi (Phillips et al., 2014). During the last glacial maximum, the decrease of the SW monsoon induced a decrease of sediment supplies in the Bay of Bengal, near to the Mahanadi river outlet (Phillips et al., 2014). Fournier et al. (2016) has recently proposed sea-level changes as an important factor which can not be excluded.

In fact, we do not observe this monsoonal impact on the turbidite activity in the middle Bengal fan, near to the E4 channel. Comparing the Indian monsoon (Caley et al., 2011), the Asian monsoon (Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009) and the turbidite activity in the middle fan, none correlation can be done (Figure IV.7). Peaks in monsoon intensities during MIS 5 and 1 correspond to inactive phase in the middle fan, while low monsoon intensities during MIS 6 and 2 correspond to high turbidite frequencies. Moreover, the sedimentation rate is slightly higher during glacial period than interglacial period (Figure IV.7). Indo-Asian monsoon intensity is not the predominant forcing that controls the turbidite activity in the middle Bengal fan and in the E4 channel.

Joussain et al. (2016) highlighted that sedimentation during interglacial periods (MIS 5 and 1) has a Ganges-Brahmaputra alluvial plain signal, while during MIS 6, 4, 3 and 2, sediments including turbidite deposits indicate a mixture of sediments originating from the Ganges-Brahmaputra rivers and the Indo-Burman ranges. How to explain this mixture of sediment and the increase of turbidite activity during glacial periods in the upper fan?

Several major changes in sea level have been recorded during the last 184 ka cal BP: two periods of low sea level during MIS 6, 4, 3 and 2, and two periods of high sea level during MIS 5 and 1 (Grant et al., 2012). The main phases of turbidite activity are synchronous with both periods of low sea level (Figure IV.7). The low sea level promotes the connexion between the SoNG and the Ganges-Brahmaputra outlet (Figure

IV.2). These periods (MIS 6, 4, 3 and 2) are recorded on the continental shelf by thick forced regression systems tracts sequences, extended beyond the break of slope (Hubscher and Spiess, 2005). Lowstand deposits are deltaic lobes on the edge of the continental slope, prograding during the MIS 6 and retrograding during MIS 2, 3 and 4 (Hubscher and Spiess, 2005). The low sea level increases the area of deltaic sedimentation and brings it closer to the Bengal fan: the greater feeding induces an increase of the turbidite activity in the Bengal fan, which is consistent with Curray et al. (2003) explaining that channel levees complex were built during lowered sea level. The deltaic sedimentation, all along the continental shelf explain the mixture origin of the sediments described by Joussain et al., (2016) during MIS 6, 4, 3 and 2, providing from Indo-Burman ranges, Himalayan ranges and Ganges-Brahmaputra alluvial plain .

Conversely, highstand are characterized by the absence of turbidite activity in the upper fan (Figure IV.7). Highstand make possible the construction of thin transgressive system tracts sequences extended on the continental shelf and slope but not after the break of slope (Hubscher and Spiess, 2005). There is a landward shift of deltaic sedimentation during highstand (Hubscher and Spiess, 2005) which can explain the Ganges-Brahmaputra alluvial plain signature of sediments in the upper Bengal fan (Joussain et al., 2016) and the decrease of turbidite activity in the middle fan (Figure IV.7).

5.2. Turbidite activity in the Bengal fan

5.2.1. Major shift of the Bengal fan sedimentation

According to Curray et al. (2003), the Quaternary upper Bengal fan can be subdivided into four subfans, showing some lateral shifting in the Bay of Bengal. The sequence from 465 to 125 ka cal BP is mainly located on the eastern side of the fan, mainly fed by the SoNG but with more than one source (Curray et al., 2003). During this period, the first regressive system tract is prograding on the continental shelf, close to the break of slope (Hubscher and Spiess, 2005). The absence of accommodation space on the continental shelf induced the enhanced sediment bypass across the shelf and the increase of sedimentation in the Bengal fan (Curray et al., 2003). The Figure IV.4 show that turbidite activity is present before 184 ka cal BP, attesting of the presence of the subfan described by Curray et al. (2003).

The last sequence from 125 ka cal BP to present is characterized by a shift in sedimentation from a channel on the east side of the fan (the E4 channel) to the Active valley (Curray et al., 2003). This shift is not due to a canyon shift but to a lateral channel shift around 19°N (Figure IV.2; Curray et al., 2003). However, our study reveals that near the E4 channel (in the middle fan) turbidite activity is still recorded after 125 ka cal BP despite of the shift and until 15.7 ka cal BP (Figure IV.7).

Hubscher and Spiess, (2005) described that the construction of the continental shelf was different between the MIS 6 (progradation of the shelf) and MIS 4, 3 and 2 (retrogradation of the shelf). In regards to turbidite thickness (Figure IV.7), it seems that it is more variable during MIS 4, 3 and 2 than during MIS 6, meaning that the system probably works differently during that two periods. This change is maybe due to the global shift from eastern E4 channel to the westward most channels described by Curray et al. (2003) after 125 ka cal BP.

Consequently, the E4 channel, still connected to the SoNG, is probably reactivated and not completely abandoned after 125 ka cal BP, as suggested by Curray et al. (2003).

5.2.2. A bimodal turbidite system: active during lowstand, but also during highstand

Turbidite activity recorded near to the E4 channel ended around 15.7 ka cal BP and hemipelagic sedimentation settled above, with a sedimentation rate around 1.6 cm per 1 ka cal BP (Figure IV.7). Turbidite activity near this channel is synchronous with major drop of sea level and lowstand periods.

The active channel is settled around 14.5 ka cal BP (Weber et al., 1997) and conversely to the E4 channel, turbidite activity is higher during the sea-level rise and the highstand (Weber et al., 1997). Then, these two channels present a different way of working according to sea-level variations. It seems that E4 channel is reactivated during lowstand and the last sea-level rise caused a shift between the E4 channel and westward channels as the Active channel, mainly constructed when sea-level was not sufficient to keep pace on the continental shelf.

As the active channel during the last 14.5 ka cal BP, the connection between the E4 channel and the SoNG could still be active, meaning that the Active Channel is probably not the only channel connected to the SoNG during this period.

The same mechanism, with different way of working according to the sea level position, is similar for the Indus system. The Indus system is composed by several canyons incising the shelf, like the Bengal shelf 125 ka ago (Curray et al., 2003).

During high sea-level phases in the Indus turbidite system, accommodation space could also be sufficient to accumulate sediments and fill channels like many sea-level controlled fans described by Stow et al., (1985). During regressive phases, accommodation space above to shelf could decrease and coastline approaching the shelf-break area makes possible reactivation of previously filled channels. It activates several channels during the lowstand condition of the Last Glacial Maximum (Bourget et al., 2013), with no significant link between continental monsoons intensity and deep-sea turbidite activity for this time scales. Similarities with the Bengal fan can be due to the presence of delta-fed turbidite system and subsequent position of shoreline.

Sea-level variations seem to be the main forcing affecting the turbiditic sedimentation in the middle part of the Bengal fan at glacial/interglacial time period. Even if avulsion is observed in the Bengal fan (Curry et al., 2003), the E4 channel and the middle fan has a cyclic reactivation during lowstand periods.

6. Conclusion

Grain-size and geochemistry analyses of MD12-3412 make possible the reconstruction of the turbidite activity in the upper part of the middle Bengal fan, near to the E4 channel.

For the last 184 ka cal BP, two activity periods has been identified, during MIS 6 and MIS 4-3-2. These results coincide with FRST deposition periods observed on the shelf and break slope close to the SoNG (Hubscher and Spiess, 2005) suggesting a narrow link between E4 channel activity and sedimentary supply by passing the SoNG during glacial periods.

Unlike previous studies supposed, E4 channel is not abandoned and avulsed, but probably activated only during low sea level periods. This established link with sea level, might had conditioned both delta extent and break slope position as in the case of the Indus system. A decrease in sea level leads the delta to become subaerial, sediments having no buffer tank and not enough accommodation space. That configuration enables a reactivation of secondary channels, like the E4, to offset this lack of space.

References

- Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J.-L., Garlan, T., Van Toer, A., Mas, V., Ellouz-Zimmermann, N., 2010. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Lobes Deep-Sea Turbid. Syst.* 229, 144–159. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.03.009
- Bourget, J., Zaragosi, S., Rodriguez, M., Fournier, M., Garlan, T., Chamot-Rooke, N., 2013. Late Quaternary megaturbidites of the Indus Fan: Origin and stratigraphic significance. *Mar. Geol.* 336, 10–23. doi:10.1016/j.margeo.2012.11.011
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 433–444. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice Age Terminations. *Science* 326, 248–252. doi:10.1126/science.1177840
- Collett, T.S., Boswell, R., Cochran, J.R., Kumar, P., Lall, M., Mazumdar, A., Ramana, M.V., Ramprasad, T., Riedel, M., Sain, K., Sathe, A.V., Vishwanath, K., 2014. Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01. *Mar. Pet. Geol.*, Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01 58, Part A, 3–28. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.07.021
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Pet. Geol.* 19, 1191–1223. doi:10.1016/s0264-8172(03)00035-7
- Dewangan, P., Basavaiah, N., Badesab, F.K., Usapkar, A., Mazumdar, A., Joshi, R., Ramprasad, T., 2013. Diagenesis of magnetic minerals in a gas hydrate/cold seep environment off the Krishna–Godavari basin, Bay of Bengal. *Mar. Geol.* 340, 57–70. doi:10.1016/j.margeo.2013.04.016
- Dykoski, Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 71–86. doi:10.1016/j.epsl.2005.01.036
- Emmel, F.J., Curry, J.R., 1983. The Bengal Submarine Fan, Northeastern Indian ocean. *Geo-Mar. Lett.* 3, 119–124.
- Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Zorzi, C., Malaizé, B., Bassinot, F., Jousain, R., Colin, C., Moreno, E., Leparmentier, F., 2016. The Bengal fan: external controls on the Holocene Active Channel turbidite activity.
- Garidel-Thoron, T. de, Beaufort, L., Bassinot, F., Henry, P., 2004. Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrate dissociation during the last glacial episode. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 101, 9187–9192. doi:10.1073/pnas.0402909101
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sediment. Geol.* 133, 227–248. doi:10.1016/S0037-0738(00)00041-5
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S., Sarker, M.H., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sediment. Geol.* 155, 301–316.
- Grant, K., Rohling, E., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C.B., Satow, C., Roberts, A., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 [thinsp] years. *Nature* 491, 744–747.
- Hubscher, C., Spiess, V., 2005. Forced regression systems tracts on the Bengal Shelf. *Mar. Geol.* 219, 207–218. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.037
- Hubscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., Weber, M.E., 1997a. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Mar. Geol.* 141, 125–145. doi:10.1016/s0025-3227(97)00066-2
- Hubscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., Weber, M.E., 1997b. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Mar. Geol.* 141, 125–145. doi:10.1016/s0025-3227(97)00066-2
- Imbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* 207, 943–953.
- Jousain, R., Colin, C., Liu, Z., Meynadier, L., Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Schmidt, F., Rojas, V., Bassinot, F., 2016. Climatic control of sediment transport from the Himalayas to the proximal NE Bengal Fan during the last glacial-interglacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 148, 1–16.
- Kessarkar, P.M., Rao, V.P., Ahmad, S.M., Patil, S.K., Kumar, A.A., Babu, G.A., Chakraborty, S., Rajan, R.S., 2005. Changing sedimentary environment during the Late Quaternary: Sedimentological and isotopic evidence from the distal Bengal Fan. *Deep-Sea Res. Part -Oceanogr. Res. Pap.* 52, 1591–1615. doi:10.1016/j.dsr.2005.01.009

- Kolla, V., Bandyopadhyay, A., Gupta, P., Mukherje, B., Ramana, D.V., 2012. Morphology and Internal Structure of a Recent Upper Bengal Fan-Valley Complex, in: Prather, B.E., Deptuck, M.E., Mohrig, D., Hoorn, B.V., Wynn, R.B. (Eds.), *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues*. SEPM Special Publication.
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., Spiess, V., 2003. Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 50, 979–1001. doi:10.1016/S0967-0645(02)00616-1
- Matthews, N.E., Smith, V.C., Costa, A., Durant, A.J., Pyle, D.M., Pearce, N.J.G., 2012. Ultra-distal tephra deposits from super-eruptions: Examples from Toba, Indonesia and Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Quat. Int.* 258, 54–79. doi:10.1016/j.quaint.2011.07.010
- Michels, K.H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H.R., Kottke, B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon “Swatch of No Ground” (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 50, 1003–1022. doi:10.1016/S0967-0645(02)00617-3
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *science* 310, 1293–1298.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Phillips, S.C., Johnson, J.E., Giosan, L., Rose, K., 2014. Monsoon-influenced variation in productivity and lithogenic sediment flux since 110 ka in the offshore Mahanadi Basin, northern Bay of Bengal. *Mar. Pet. Geol., Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01 58, Part A*, 502–525. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.007
- Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A., Kenyon, N.H., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus Fan. *Mar. Geol.* 169, 327–349. doi:10.1016/S0025-3227(00)00086-4
- Saraswat, R., Nigam, R., Correge, T., 2014. A glimpse of the Quaternary monsoon history from India and adjoining seas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 397, 1–6. doi:10.1016/j.palaeo.2013.11.001
- Schwenk, T., Spieß, V., Hübscher, C., Breitzke, M., 2003. Frequent channel avulsions within the active channel–levee system of the middle Bengal Fan—an exceptional channel–levee development derived from Parasound and Hydrosweep data. *Bay Bengal* 50, 1023–1045. doi:10.1016/S0967-0645(02)00618-5
- Skinner, L.C., McCave, I.N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Mar. Geol.* 199, 181–204. doi:10.1016/S0025-3227(03)00127-0
- Stow, D.A., Howell, D.G., Nelson, C.H., 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls, in: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, pp. 15–22.
- Thu, M.K., Tokuyama, H., Murayama, M., 2001. HINDOO cruise deep-sea channel survey in the Bay of Bengal. *J. Geol. Soc. Jpn.* 107.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G., Cremer, M., 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Mar. Geol.* 303–306, 137–153. doi:10.1016/j.margeo.2012.02.008
- Umitsu, M., 1993. Late quaternary sedimentary environments and landforms in the Ganges Delta. *Sediment. Geol.* 83, 177–186. doi:10.1016/0037-0738(93)90011-S
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–1093. doi:10.1038/nature06692
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0315:agotbf>2.3.co;2
- Weber, M.E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H.R., Erlenkeuser, H., 2003. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sediment. Geol.* 155, 361–381. doi:10.1016/S0037-0738(02)00187-2

4.1.4. Enregistrement de l'activité turbiditique sur plusieurs cycles climatiques

La carotte MD12-3412 présente un enregistrement sédimentaire allant bien au-delà des 184 ka BP. Des difficultés ont cependant été rencontrées lors de l'établissement du modèle d'âge, en effet, après le stade isotopique 5, le signal de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *G. ruber* a posé quelques problèmes dans son interprétation à l'ensemble de l'équipe de l'ANR MONOPOL. Des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ sur les foraminifères benthiques ont donc été réalisées afin d'essayer de distinguer plus facilement les stades isotopiques et notamment de savoir si la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique entre 918-1118 cm en cotes composites (1120-1320 cm en cotes carottes), correspondait au stade isotopique 7 ou faisait partie du stade isotopique 6 (Figure IV.8).

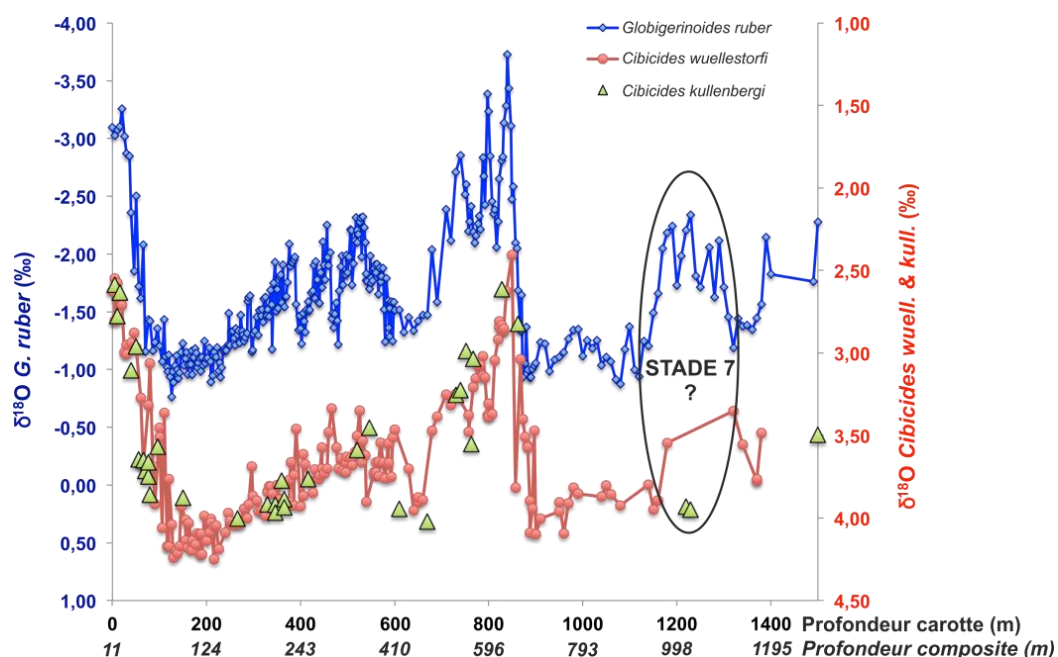


Figure IV.8 : Courbes du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique (*G.ruber*) et benthique (*Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides kullenbergi*) sur les 14 premiers mètres de la carotte MD12-3412. Source Franck Bassinot.

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ benthiques (relativement lourdes) semblent confirmer que l'excursion négative du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique fait partie du stade isotopique 6 et indiquent ainsi que le stade 7 se situe après 1158 cm dans la carotte. Nous avons donc pu rajouter deux pointeurs au modèle d'âge préalablement établi, considérant ainsi que le stade 7 se situe entre 1158 cm et 1436 cm (cotes composites). Le modèle d'âge sur cette carotte peut ainsi être rallongé jusqu'à 247 000 ans BP (Figure IV.9).

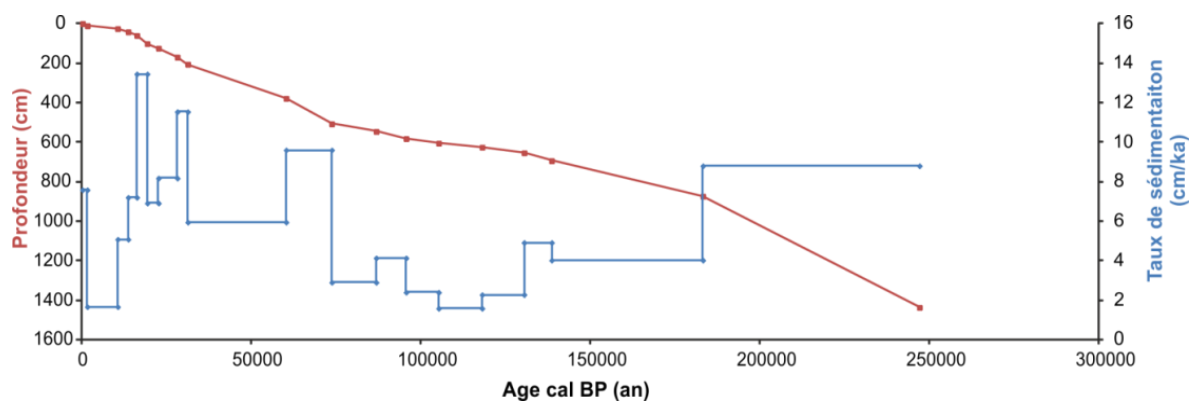


Figure IV.9 : Modèle d'âge et taux de sédimentation obtenus sur la carotte MD12-3412.

Au cours du stade isotopique 7 (191-243 ka BP), le taux de sédimentation enregistré est de 9 cm/ka (Figure IV.9). Une étude détaillée des faciès sédimentaires présents entre 1158-1436 cm révèle la présence de nombreuses turbidites, similaires à celles décrites dans la partie sommitale de la carotte. Il semblerait donc que la carotte MD12-3412 enregistre une activité turbiditique au cours du stade isotopique 7.

En effet, si l'on observe les données de fréquence turbiditique établie à partir de ce modèle d'âge, on se rend compte que la fréquence turbiditique est plus élevée au stade 7 (jusqu'à 10 turbidites par 1000 ans) qu'au stade 6 (jusqu'à 6 turbidites par 1000 ans, Figure IV.10). Comme au cours des stades isotopiques 2-3-4, l'épaisseur des turbidites varie de 1 cm à 13 cm.

Ainsi, au cours des stades isotopiques 7 et 6, l'enregistrement de l'activité turbiditique dans la partie médiane du Bengal fan se fait à la fois en haut et bas niveau marin (Figure IV.10). Les différents enregistrements de la mousson présentés dans la Figure IV.10 ne semblent pas pouvoir expliquer les variations d'activité turbiditique enregistrées dans le système. En effet, si l'on observe les proxys de mousson asiatique (Sun et al., 2006; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009; Cheng et al., 2012) et de mousson indienne (Caley et al., 2011; Thompson et al., 1997), les pics de mousson indo-asiatique présents au cours du stade isotopique 5 sont synchrones d'une absence d'activité turbiditique enregistrée dans la carotte MD12-3412. De même, au cours des stades isotopiques 6 et 7 quand l'activité turbiditique est présente dans la carotte, la fréquence turbiditique ne semble pas varier en phase avec les variations d'intensité de la mousson.

Le système turbiditique et donc a priori le chenal E4 aurait donc fonctionné de façon différente avant le stade 5, avec une alimentation relativement continue lors des stades 7 et 6, pour s'arrêter pendant le stade 5. Nous nous sommes donc demandé ce qui pouvait expliquer ce changement de fonctionnement, au travers l'analyse des études antérieures et de nos données.

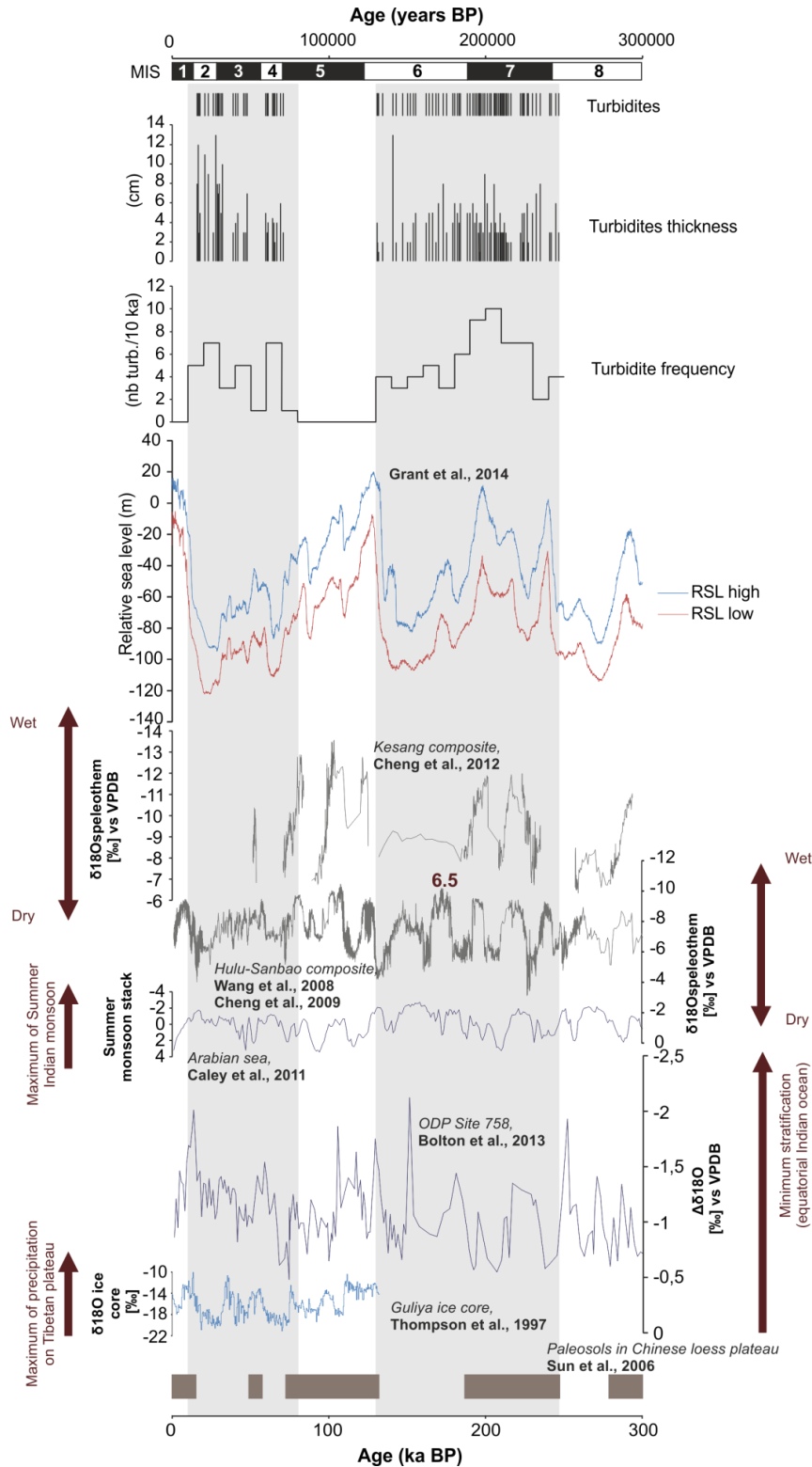


Figure IV.10 : Enregistrement de l'activité turbiditique dans la carotte MD12-3412 sur les derniers 247 000 ans. Représentation des turbidites en âge, de leurs épaisseurs, de la fréquence turbiditique par 10 000 ans. La courbe du niveau marin (limite haute et limite basse) est modifiée d'après Grant et al. (2014). Les proxies de mousson (spéléothèmes en gris, marin en bleu foncé et glacier continental en bleu clair) sont issus de diverses publications (Cheng et al., 2012 ; Wang et al., 2008 ; Cheng et al., 2009 ; Caley et al., 2011 ; Bolton et al., 2013 ; Thompson et al., 1997). Les rectangles marrons représentent la présence de paléosols attestant d'un climat humide dans les dépôts de loess des plateaux chinois (Sun et al. 2006).

Cette étude révèle donc que pendant les stades isotopiques 6 et 7 (247-130 ka BP), l'activité turbiditique s'enregistre dans la partie médiane du système (Figure IV.11). Cette activité semble correspondre avec ce qui a été décrit précédemment par Curray et al., (2003), qui montraient une alimentation de la partie médiane est du Bengal fan entre 465-125 ka BP (stade isotopique 12 à 5). Ces mêmes auteurs décrivent une migration du système turbiditique vers l'ouest après 125 ka BP, qui pourrait être associée au changement de fonctionnement que nous enregistrons dans nos données.

L'étude du plateau continental sur plusieurs cycles climatiques (Hubscher and Spiess, 2005), permet de mettre en évidence les changements morphologiques de la marge, en lien avec les variations du niveau marin. Etant la zone clé entre les écoulements sédimentaires fluviaux et le système turbiditique, les changements de cette zone vont donc potentiellement s'enregistrer dans l'activité turbiditique du système profond.

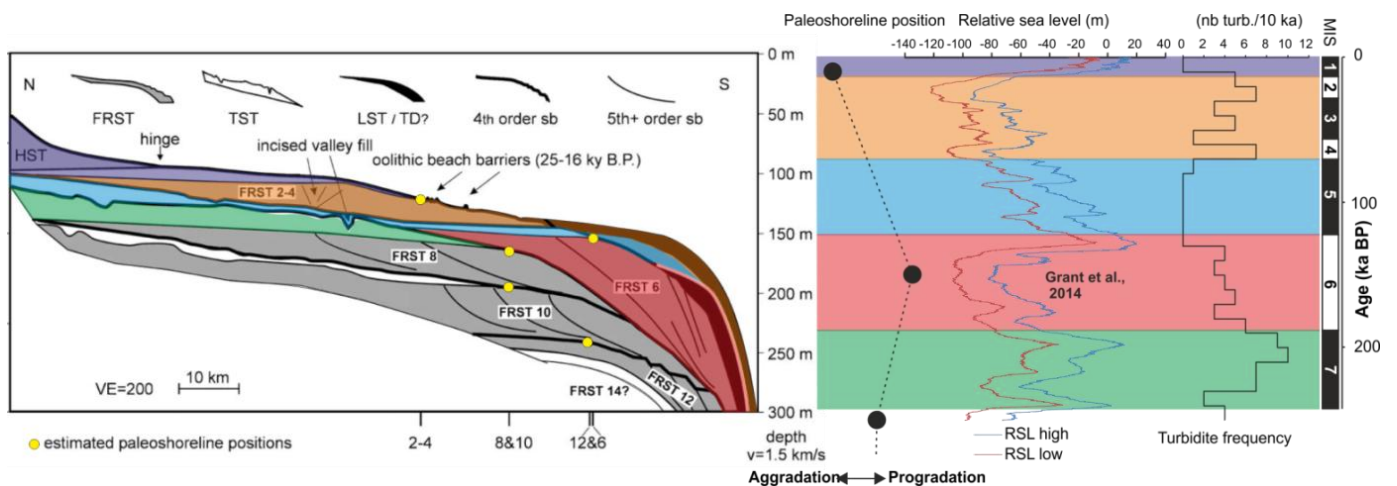


Figure IV.11 : Profil sismique interprété du plateau continental à l'embouchure du Gange-Brahmapoutre et évolution des paléorivages, modifiés d'après Hubscher and Spiess, 2005. FRST: Forced regressive system tract, LST: Lowstand systems tracts, TD: transgressive deposits, TST: Transgressive systems tracts. Corrélation avec la fréquence turbiditique dans la partie médiane du Bengal fan et le niveau marin (Grant et al., 2014).

Hubscher and Spiess (2005) montrent que le paléorivage était moins avancé à la fin du stade isotopique 8 (14 km au sud du paléorivage de référence au stade isotopique 2) qu'à la fin du stade isotopique 6 (27 km au sud du paléorivage de référence au stade isotopique 2 ; Figure IV.11). L'évolution du paléorivage montre que la sédimentation sur le plateau continental est passée de systèmes globalement progradants jusqu'au stade 6, à des systèmes aggradants et rétrogradants entre le stade 6 et le stade 2 (Figure IV.11). Ainsi, si le système turbiditique semble avoir fonctionné d'une manière différente avant le stade isotopique 5, c'est également le cas au niveau de la sédimentation sur le plateau continental. La forte baisse du niveau marin au cours du stade isotopique 6 a donc pu entraîner une modification de l'alimentation du Bengal fan à la fin du stade isotopique 6.

La remontée du niveau marin au cours du stade isotopique 5 provoque une déconnexion entre le système fluvial GB et le Bengal fan, comme le montre l'arrêt de l'enregistrement de l'activité turbiditique. L'activité turbiditique reprend de nouveau à la fin du stade isotopique 5, lorsque le niveau marin atteint des valeurs suffisamment basses pour reformer la connexion entre la source et le système profond. Cette activité s'arrête à nouveau aux alentours de 15 ka BP, au début du stade 1. Ainsi, la partie est de la baie est toujours alimentée malgré la migration des systèmes chenaux-levées décrite par Curray et al. (2003) à partir de 125 ka. Ces déconnexions en haut niveau marin qui n'étaient pas effectives avant le stade 6 sont dues à une modification de l'alimentation du système au cours du stade isotopique 6. Il pourrait donc s'agir de la mise en place du SoNG qui améliore la connexion entre la source fluviale et le système de dépôts profond à partir du stade 6.

Curray et al. (2003) décrit une alimentation du Bengal fan par plusieurs canyons sous-marins pendant les périodes A, B et C (Figure II.4). Ils affirment de plus que la mise en place de la période D (125 ka à l'actuel) s'est faite par l'intermédiaire du canyon SoNG, déjà alimenté au cours de la période C (465-125 ka BP, Figure II.4). La formation du canyon SoNG est cependant soumise à plusieurs hypothèses. D'après La Fond (1958) il peut s'être formé : (1) par la présence d'une faille formée pendant la collision Inde-Asie, (2) par incision en raison de processus de glissements en masse et d'initiation de courants de turbidité, ou (3) par incision fluviale pendant la dernière période glaciaire. La présence de barres oolithiques de plage sur le plateau continental, entre -120 et -130 m de profondeur, datant de la dernière période glaciaire, est interprétée comme la limite du paléorivage à cette époque (Wiedicke et al., 1999). La nature calcaire de ces barres sableuses atteste de faibles valeurs de turbidité dans la colonne d'eau et semble donc indiquer que les sédiments fluviaux étaient directement transportés dans le canyon SoNG vers le système profond (Wiedicke et al., 1999). Le canyon SoNG était donc bien déjà actif pendant la dernière période glaciaire. Hubscher and Spiess (2005) mettent en évidence que le paléorivage au cours du stade isotopique 6 était beaucoup plus distal qu'au cours des stades isotopiques 8 ou 2, avec une sédimentation très progradante pendant cette période au niveau du rebord de pente (Figure IV.11).

Ce changement d'alimentation du système turbiditique au cours du stade isotopique 6 dans la partie médiane du système peut s'expliquer par un niveau marin très bas, ayant permis d'avancer l'embouchure des fleuves jusqu'à environ 300 km de l'embouchure actuelle. Cette avancée a donc pu permettre l'érosion du canyon SoNG, au cours du stade isotopique 6. La mise en place du canyon SoNG à cette époque permet de faire transiter la majorité des apports sédimentaires des fleuves pendant les périodes de bas niveau marin, permettant sur le plateau

continental le développement d'un delta rétrogradant, notamment au cours des stades isotopiques 2-3-4 (Hubscher and Spiess, 2005).

De plus, le stade isotopique 6 est reconnu comme enregistrant une période climatique d'intensification de la mousson, le sous-stade isotopique 6.5. Il a notamment été décrit en mer d'Arabie (Clemens and Prell, 2003; Malaizé et al., 2006) et dans un spéléothème asiatique (Wang et al., 2008). Un allègement isotopique est observé en mer d'Arabie entre 180 et 167 ka BP, interprété comme une diminution importante de la salinité des eaux de surface (Malaizé et al., 2006). Cette diminution de la salinité est probablement liée à un apport massif d'eau douce, dû à des précipitations intenses pendant cette période. Cette période d'intensification de la mousson a donc pu engendrer des décharges massives des fleuves Gange et Brahmapoutre. Le niveau marin, très bas au cours du stade isotopique 6 (Figure IV.11), associé à ces décharges intenses, ont pu permettre l'incision majeure du canyon SoNG.

4.2. Enregistrement sédimentaire dans la partie distale du Bengal fan

4.2.1. Physiographie de la zone de prélèvement de la carotte MD12-3423

La carotte MD12-3423, de plus de 31 m de long a été prélevée dans la partie distale du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, à plus de 3500 m de profondeur et à plus de 1300 km du SoNG (Figure IV.12). La bathymétrie issue de la NOAA et la GEBCO à proximité de la carotte met en évidence la position confinée de la carotte au pied de la pente occidentale de la ride 90°E (Figure IV.12, profil 1). La carotte MD12-3423 semble être localisée à environ 15 km d'un chenal turbiditique et sur la sismique 3.5 kHz, la sédimentation présente un faciès lité plus ou moins continu dans la zone (Figure IV.12). Le chenal turbiditique situé à proximité de la carotte présente un thalweg de plus de 1 km de large et des levées dissymétriques, la levée ouest mesurant près de 30 m de haut par rapport au fond du thalweg tandis que la levée est mesure près de 20 m de haut (Figure IV.12, profil 2).

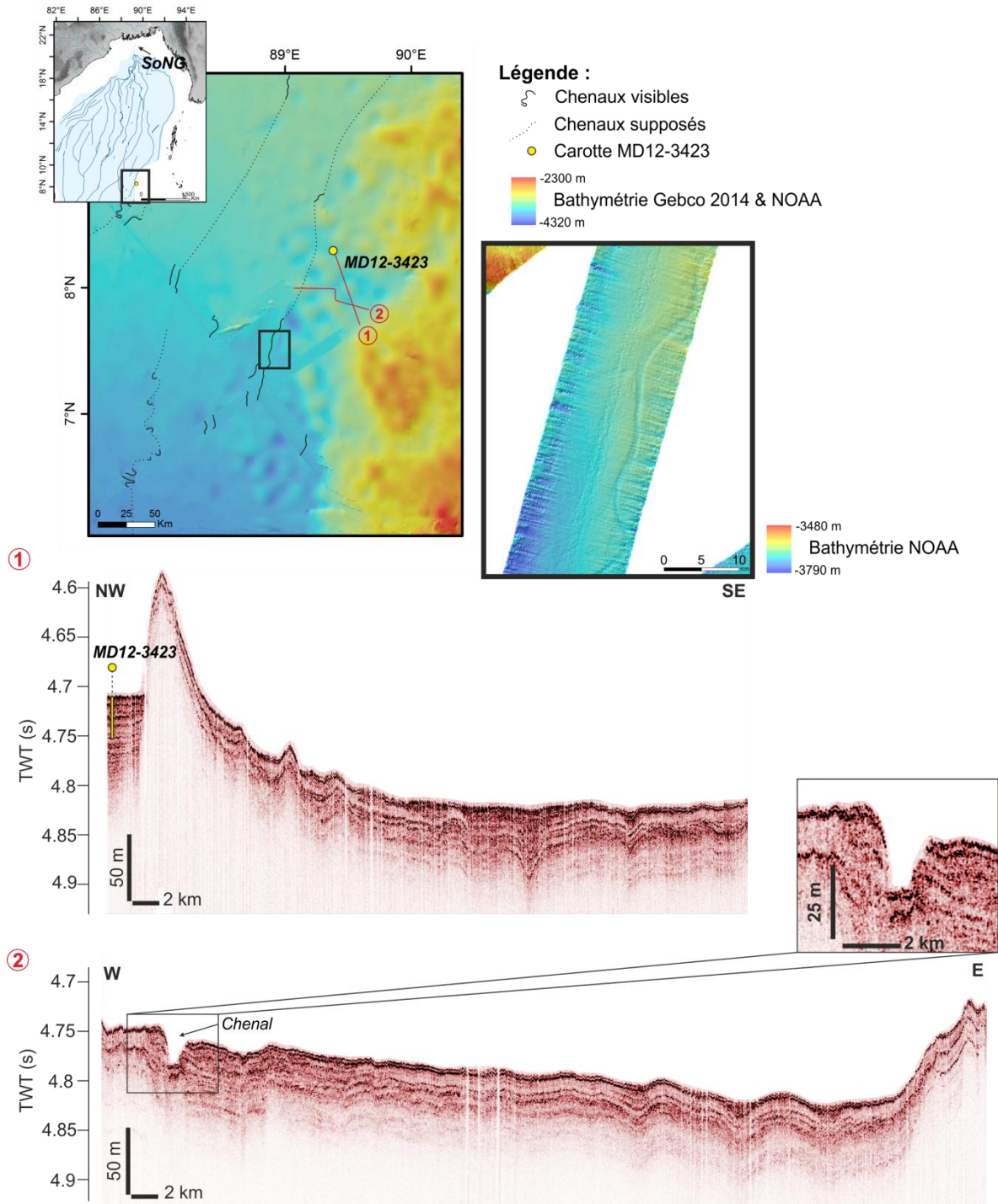


Figure IV.12: Carte de localisation de la carotte MD12-3423. Zoom sur le chenal turbiditique situé à proximité. Profils sismiques 1 et 2 mettant en évidence la morphologie de la zone de prélèvement de la carotte.

4.2.2. Description sédimentologique de la carotte

4.2.2.1. Description générale

La description sédimentologique de la carotte met en évidence une alternance de niveaux gris foncé à olive foncé et de niveaux clairs carbonatés riches en foraminifères et en

nannofossiles. La photographie de la carotte illustre ces variations sédimentologiques (Figure IV.13).

L'analyse granulométrique, réalisée sur les 15 premiers mètres de la carotte nous révèle des variations granulométriques allant d'un mode principal compris entre 5 et 8 μm et des niveaux plus grossiers atteignant un mode principal de 1,2 mm. Les silts, majoritairement présents, oscillent entre 30 et 90% de la population granulométrique, tandis que les argiles sont très faiblement présentes (entre 0 et 20% de la population) et les sables varient fortement entre 0 et 70% de la population (Figure IV.14).

Les mesures de teneurs en carbonates révèlent de très fortes variations, celles-ci variant entre un minimum de 8% et des maxima atteignant 73% (Figure IV.14). Les oscillations de la teneur en carbonates sont corrélées aux variations granulométriques du sédiment. En effet, plus le sédiment est grossier, plus la teneur en carbonates est élevée (Figure IV.14).

Les mesures XRF des éléments que sont la silice (Si) et le titane (Ti) rapportées sur la somme totale en éléments mesurés dans le sédiment mettent en évidence une anti-corrélation avec la teneur en carbonates (Figure IV.14). La susceptibilité magnétique diminue également pendant les pics de CaCO_3 (Figure IV.14).

Le paramètre L^* , représentant la luminosité du sédiment ainsi que le paramètre b^* , mesurant les variations de couleur selon un axe jaune-bleu augmentent en phase avec la granularité et la teneur en carbonates dans la carotte (Figure IV.14). Ils sont également relativement bien corrélés avec les données de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique obtenues sur les premiers 1500 cm de la carotte (Figure IV.14).

Deux principaux faciès sédimentaires semblent donc se distinguer en fonction de ces différents paramètres et sont répertoriés sous les couleurs beige (Faciès I) et marron (Faciès II) dans la Figure IV.14.

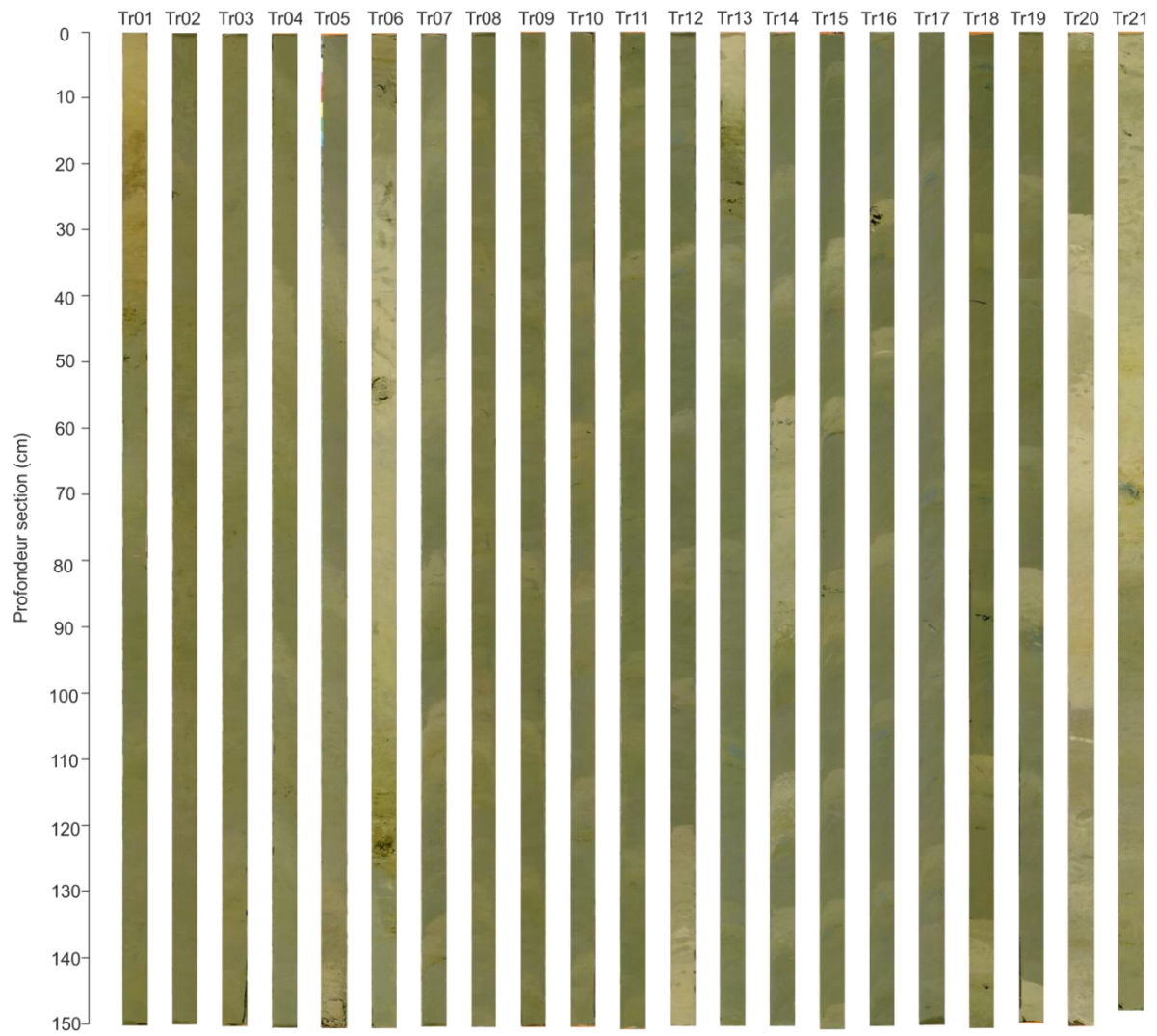


Figure IV.13: Photographie de la carotte MD12-3423.

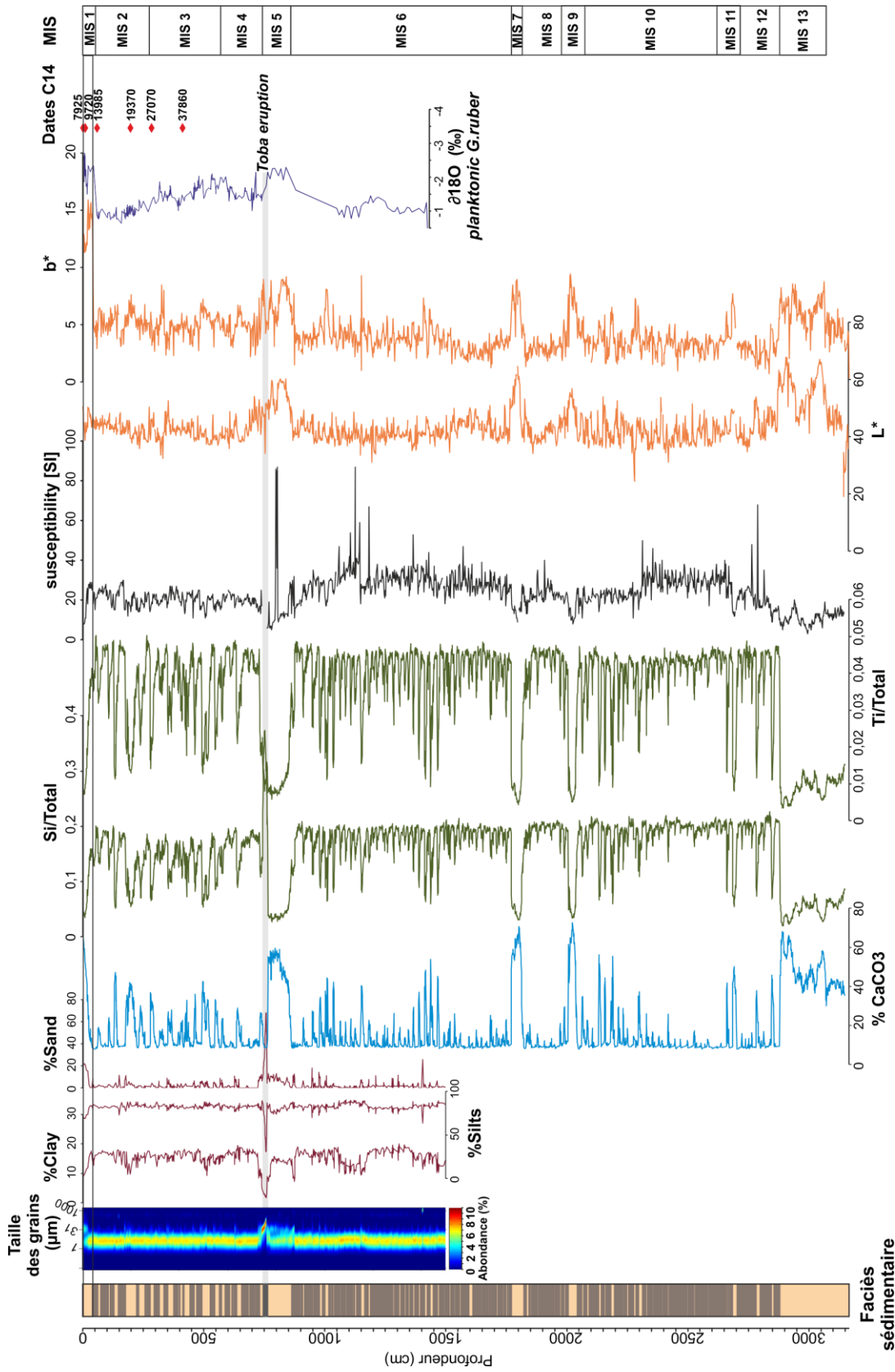


Figure IV.14: Description sédimentologique de la carotte MD12-3423. Représentation des faciès sédimentaires (marron clair : faciès carbonaté, marron foncé : faciès non carbonaté), de la granulométrie, de la teneur en carbonates, des rapports XRF Si/Total et Ti/Total, de la susceptibilité magnétique, des paramètres L* et b*, des données de $\delta^{18}\text{O}$ obtenues sur *G.Ruber*, des dates C14 et des stades isotopiques marins (MIS).

4.2.2.2. *Faciès sédimentaires*

4.2.2.2.1. *Faciès I*

Le faciès I se caractérise par des teneurs en carbonates qui augmentent fortement entre 20 et 73% (Figure IV.15). Il se distingue sur la photographie et sur les rX de la carotte par une couleur beaucoup plus claire. Ce faciès montre une augmentation du pourcentage des grains de la taille des sables, coïncidant avec une chute du pourcentage des argiles (Figure IV.15). L'étude de lames minces a permis d'identifier la composition de ce faciès (Figure IV.16).

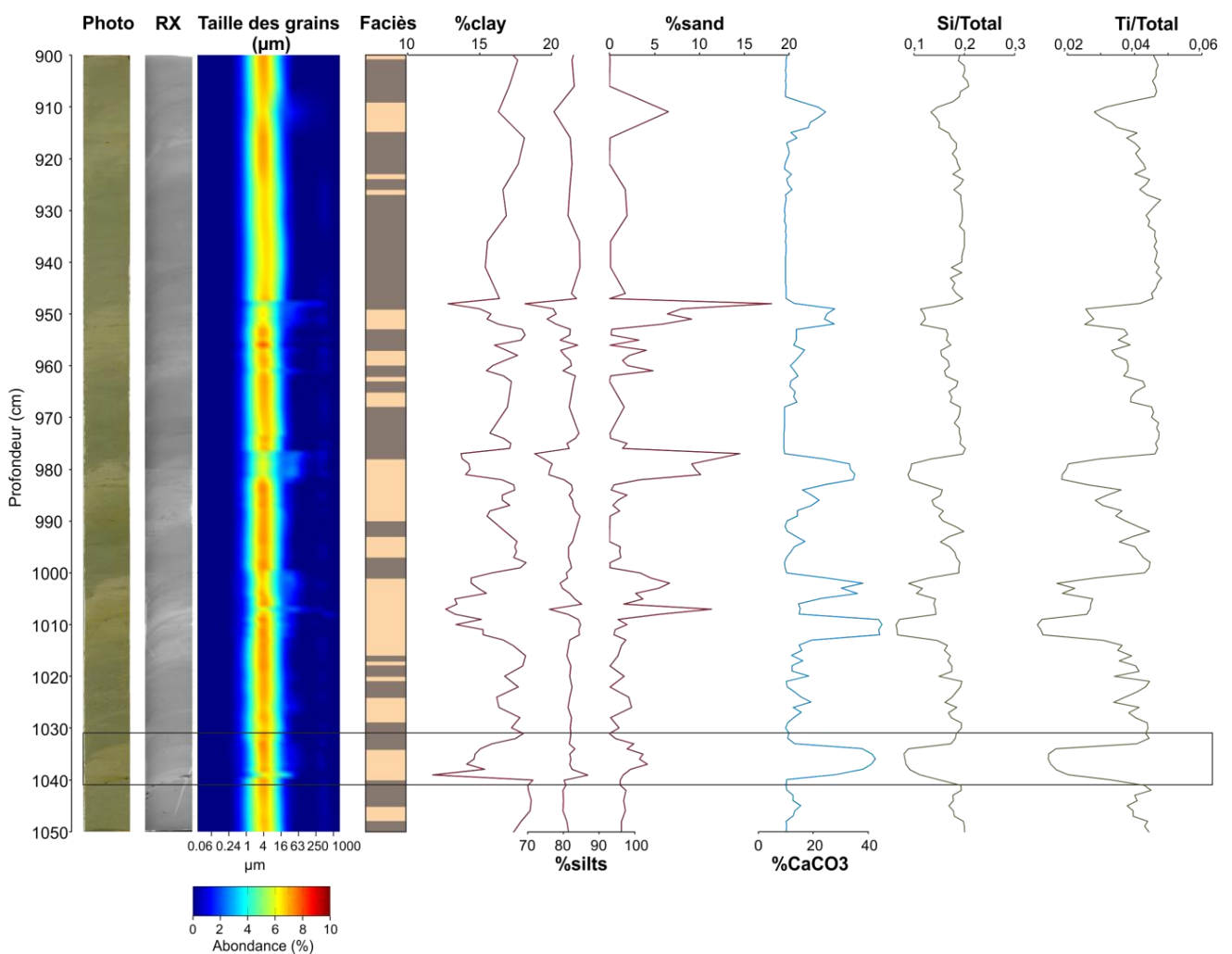


Figure IV.15 : Zoom sur le tronçon 7. Photographie de la carotte, radiographie X, distribution granulométrique, faciès sédimentaires observés (en marron le faciès I et en beige le faciès II), pourcentage en argiles, silts et sable, pourcentage de CaCO₃ et rapports XRF Si/Total des éléments mesurés et Ti/Total des éléments mesurés.

Le faciès I se caractérise par une composition essentiellement biogène, riche en tests de foraminifères et en coccolithes (Figure IV.16, zoom a., b. et c.). Ce faciès peut présenter des traces de bioturbation et montre également la présence de matière organique (Figure IV.16, zoom a.). La présence de foraminifères et de fragments biogènes se traduit dans le signal

granulométrique par une courbe bimodale, caractérisée par un mode principal silteux et un second mode plus grossier (entre 300 et 1000 μm) formé par les tests (Figure IV.16). Il s'agit donc d'un faciès de type hémipélagique, témoignant principalement de la sédimentation de la colonne d'eau marine et non d'apports continentaux directs.

4.2.2.2. Facies II

Le faciès II présente des teneurs en carbonates beaucoup plus réduites (inférieures à 10%) et se caractérise par une augmentation du pourcentage d'argiles ainsi qu'une augmentation des rapports Si/Total et Ti/Total, caractérisant la fraction terrigène du sédiment (Figure IV.15). Ces niveaux sont visibles sur les photographies et les données RX de la carotte et se traduisent par un sédiment plus foncé (Figure IV.15).

L'étude de la composition de ces niveaux en lame mince révèle la présence de grains très fins de l'ordre du micron (Figure IV.16) : des quartz, des micas mais aussi des débris calcitiques sont identifiables au microscope et notamment en lumière polarisée analysée (Figure IV.16). On ne retrouve que très peu de tests de foraminifères entiers (Figure IV.16 zoom a.). Le contact entre le faciès I et le faciès II semble relativement net, voire érosif par endroit (Figure IV.16 zoom c.)

Le faciès II est donc considéré comme des dépôts argileux terrigènes, associés aux courants de turbidité et aux débordements associés ayant lieu dans le système chenal-levées localisé à proximité de la carotte (Figure IV.12).

4.2.2.3. Organisation des faciès sédimentaires

La carotte MD12-3423 peut être divisée en plusieurs parties en fonction de l'alternance des faciès observés (Figure IV.14 et Figure IV.15) :

- (1) De 0 à 40 cm : seul le faciès I est présent, avec une augmentation progressive de la teneur en carbonates de 9 à 65% ;
- (2) De 40 à 760 cm, le sédiment est composé d'une alternance des faciès I et II ;
- (3) De 760 à 863 cm, seul le faciès I est présent et montre des teneurs en carbonates qui augmentent de façon relativement rapide dans la carotte et atteignent des valeurs comprises entre 40 et 60% ;
- (4) De 863 à 1770 cm, le sédiment présente à nouveau une alternance de faciès I et II ;
- (5) De 1770 à 1823 cm, le faciès I est seul et a des teneurs en carbonates qui atteignent rapidement entre 53 et 71 % ;
- (6) De 1823 à 2878 cm on retrouve une alternance des faciès I et II.

(7) Enfin, de 2878 cm à la base de la carotte, seul le faciès I est présent et atteint des teneurs en carbonate comprises entre 30 et 68%.

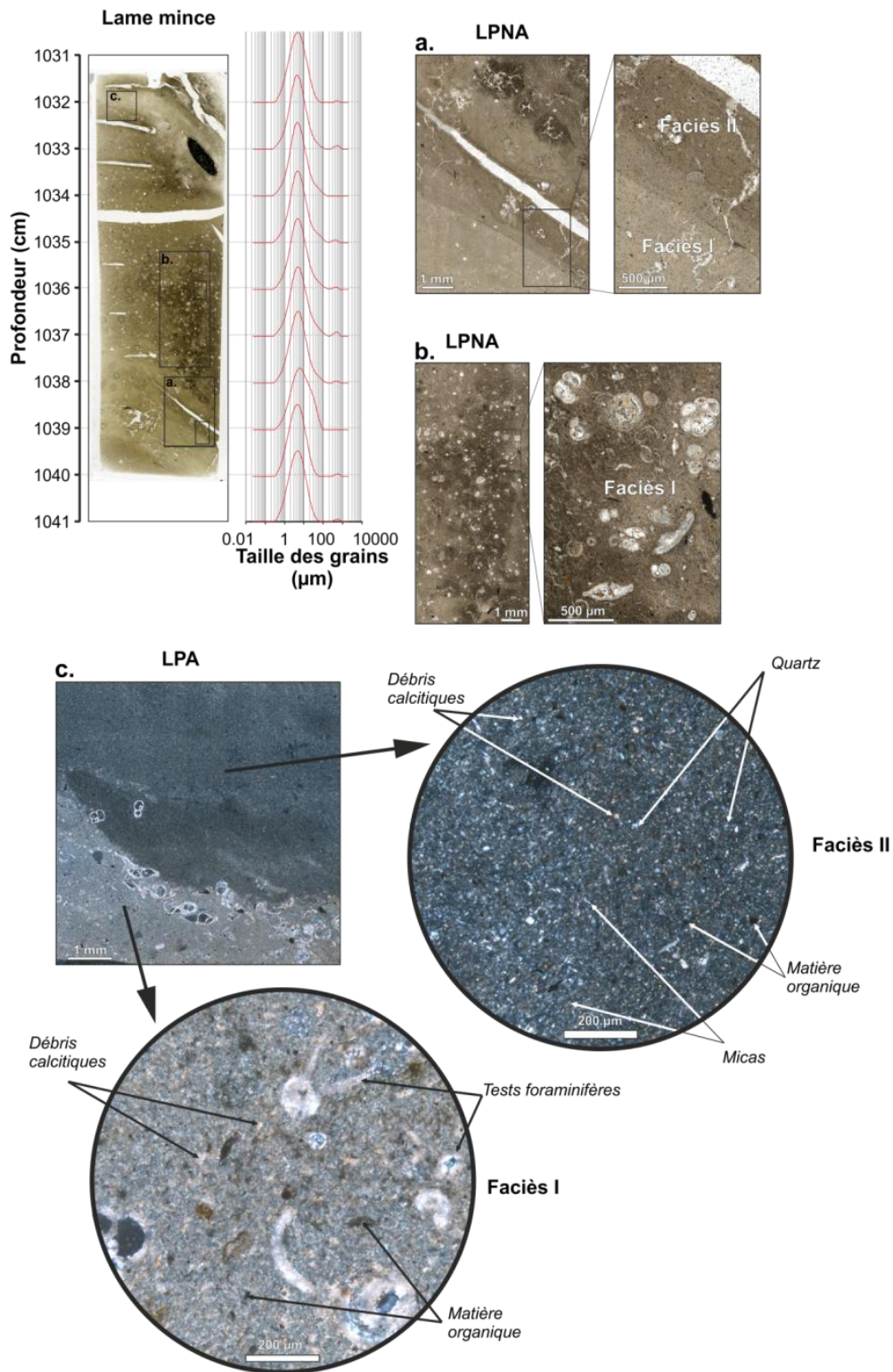


Figure IV.16 : Lame mince et zoom dans les deux faciès sédimentaires décrits.

4.2.3. Modèle d'âge

Le modèle d'âge de la carotte MD12-3423 a été établi en utilisant plusieurs outils stratigraphiques.

- 6 dates ^{14}C obtenues grâce au programme national ARTEMIS au laboratoire du CEA à Saclay, ont été utilisées, prélevées entre 0 et 421 cm (Tableau IV.3) ;
- Une courbe de $\delta^{18}\text{O}$ sur *G. ruber* a été réalisée au LSCE à Gif-sur-Yvette sur les 15 premiers mètres de la carotte (Figure IV.14) ;
- Le niveau de tephra de l'éruption jeune du Toba a été identifié à 762 cm dans la carotte (Figure IV.14).

Tableau IV.3 : Dates radiocarbone utilisées dans la carotte MD12-3423

Core Name	Depth (cm)	Age (yr BP)	Error (yr BP)	Age (yr cal BP)	Error (yr)
MD12-3423	1,5	7925	30	8385.5	66.5
MD12-3423	10,5	9720	40	10623	111
MD12-3423	60,5	13985	45	16373.5	194
MD12-3423	201,5	19370	90	22819	273
MD12-3423	290,5	27070	150	30876.5	226
MD12-3423	421,5	37860	490	41876.5	690

En corrélant l'ensemble de ces données à la courbe isotopique de la carotte MD12-3412, il est possible d'obtenir un modèle d'âge relativement précis sur les derniers 140 ka BP (Figure IV.17).

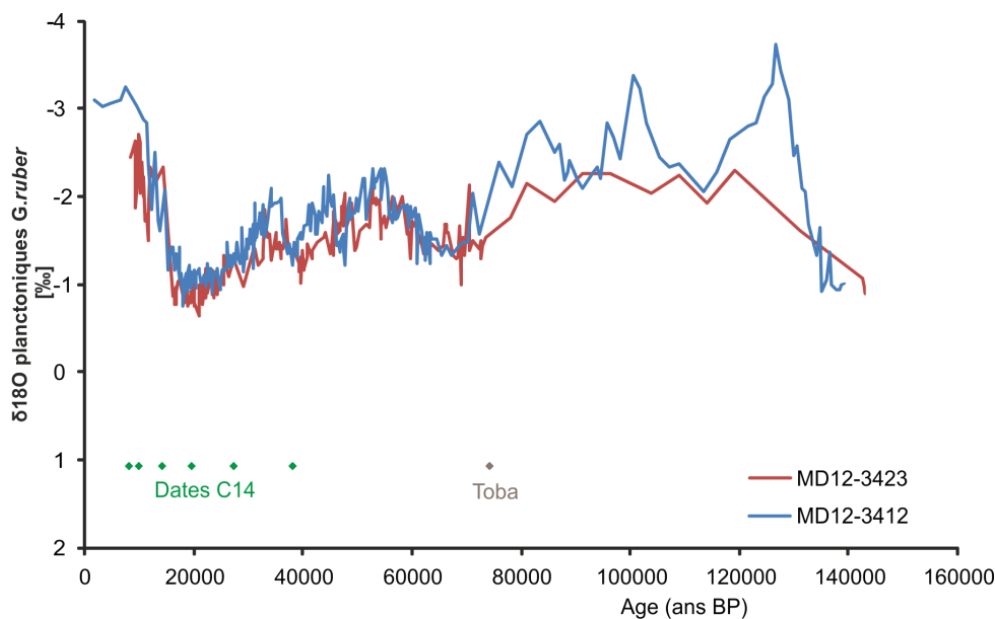


Figure IV.17: Corrélation des données de delta ^{18}O de la carotte MD12-3412 avec celle de la carotte MD12-3423 et position du Toba et des dates C14 utilisées dans la carotte MD12-3423.

En remarquant que les périodes interglaciaires sont relativement bien marquées dans les différents proxies présentés sur la Figure IV.14 (cartographie granulométrique, pourcentage de CaCO₃, L* et b*), nous avons donc tenté d'extrapoler le modèle d'âge sur l'ensemble de la carotte, en corrélant nos données de teneurs en carbonates et de b* à la courbe de LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005). Les pointeurs obtenus sous Analyseries sont combinés aux pointeurs précédemment obtenus pour les premiers 15 m de la carotte puis traités sous Clam. La carotte MD12-3423 permet donc de retracer les derniers 535 ka BP Figure IV.18).

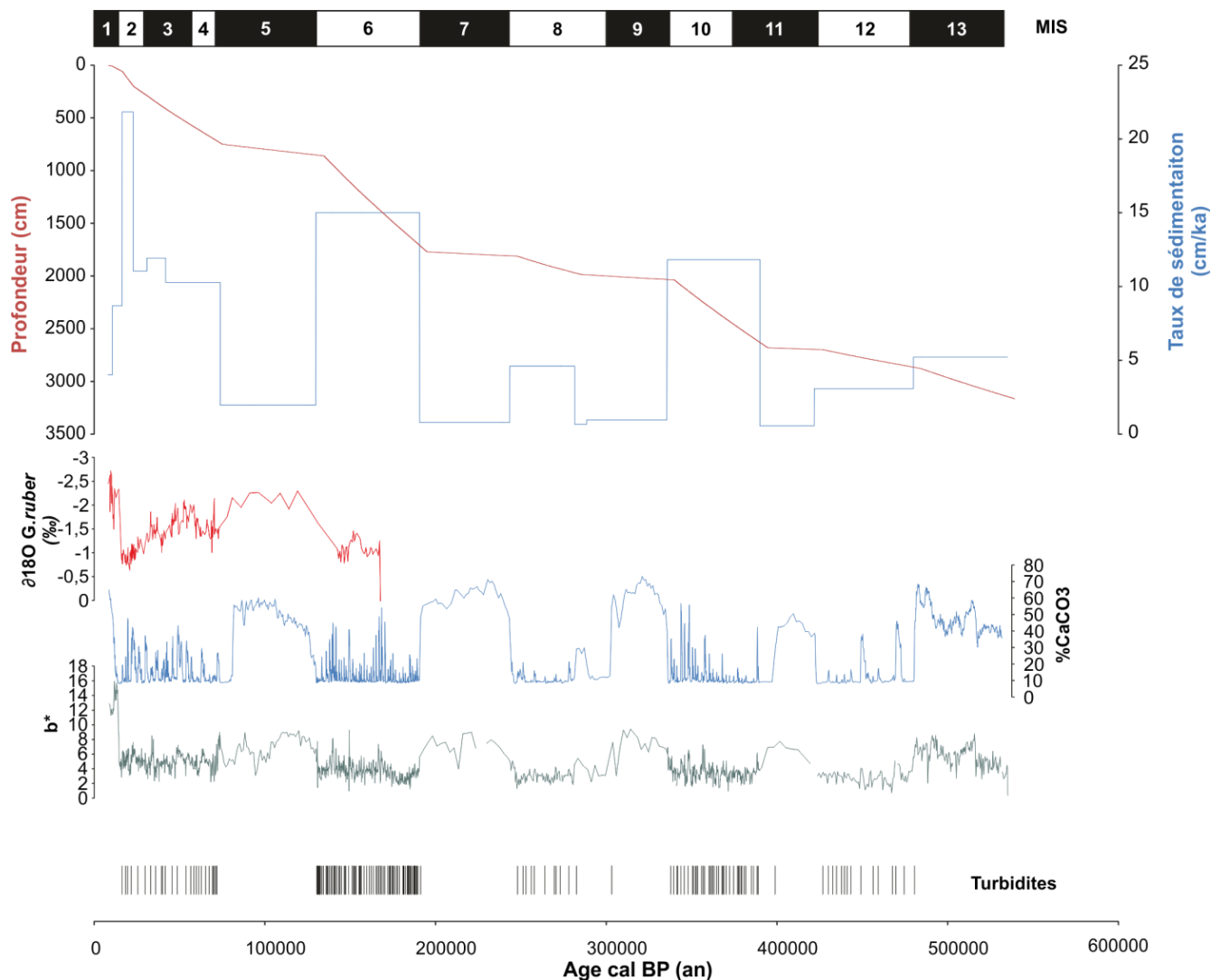


Figure IV.18: Modèle d'âge de la carotte MD12-3423, courbe du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique obtenue sur la carotte MD12-3423, pourcentage de CaCO₃, paramètre b* et position des turbidites.

Les taux de sédimentation enregistrés dans la carotte MD12-3423 sont très variables (entre 0,7 et 21 cm/ka, Figure IV.18). Cette variabilité de taux de sédimentation peut s'expliquer par un changement de sédimentation entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires. Les périodes interglaciaires, beaucoup plus riches en carbonates (faciès I),

présentent des taux de sédimentation variant entre 0,7-4 cm/ka, il s'agit d'une sédimentation essentiellement hémipélagique. Les périodes glaciaires enregistrent une alternance des faciès sédimentaires I et II, correspondant à une alternance de dépôts turbiditiques argileux et de dépôts hémipélagiques (Figure IV.15). Les périodes glaciaires sont caractérisées par des taux de sédimentation entre 3 et 20 cm/ka (Figure IV.18).

4.2.4. Interprétation sédimentologique de la carotte

Les dépôts turbiditiques ont une granularité très fine dans cette carotte et ne sont pas caractérisables par une granodécroissance classiquement observable dans les séquences turbiditiques. En répertoriant et en mesurant l'ensemble des dépôts turbiditiques argileux présents dans la carotte, nous avons pu obtenir des courbes de variations d'épaisseur et de fréquences turbiditiques, qu'il faut cependant discuter avec précaution, en raison de la granularité de ces dépôts et de l'absence de structure sédimentaire (Figure IV.19). Il faut également prendre avec précaution les valeurs d'épaisseurs et les fréquences turbiditiques calculées dans la mesure où des dépôts épais peuvent potentiellement correspondre à une succession de dépôts turbiditiques argileux amalgamés, entre lesquels la sédimentation hémipélagique n'a pas eu le temps de se mettre en place. Il s'agira donc de fréquences minimums obtenues.

Dans la partie distale du Bengal fan, l'activité turbiditique s'enregistre essentiellement pendant les périodes glaciaires (Figure IV.19). L'épaisseur des dépôts turbiditiques varie entre 5 et 35 cm. Les fréquences turbiditiques varient de 3 à 57 turbidites par 10 000 ans (Figure IV.19). Elles sont relativement bien corrélées avec les périodes de diminution et de bas niveau marin (Figure IV.19). Les variations de l'activité turbiditique ne semblent pas directement corrélées aux variations de la mousson indo-asiatique (Figure IV.19). En effet, que l'on compare le signal turbiditique aux proxies de la mousson asiatique (Sun et al., 2006; Wang et al., 2008; Cheng et al., 2009; Cheng et al., 2012) ou de la mousson indienne (Caley et al., 2011; Thompson et al., 1997), on constate que les pics de la mousson indo-asiatique pendant les stades isotopiques 2, 3, 4, 6, 8, 10, ou 12 ne peuvent être corrélés avec des périodes d'activité turbiditique accrue (Figure IV.19). A l'inverse, les périodes de non activité turbiditique peuvent être synchrones avec des périodes de fortes moussons indo-asiatiques (Figure IV.19).

La partie distale du système turbiditique enregistre une activité turbiditique accrue au cours du stade isotopique 6 (30 à 60 turbidites/10 ka). Ceci peut s'expliquer par le niveau

marin très bas pendant cette période (cf partie précédente 4.1.4), permettant à l'ensemble des marges nord et est de la baie du Bengale d'alimenter le système turbiditique.

L'enregistrement de l'activité turbiditique dans la partie distale du Bengal fan se fait donc pendant les périodes de bas niveau marin, lorsque la source sédimentaire détritique est plus proche du système profond. Les dépôts turbiditiques déposés à ce niveau du système turbiditique représentent les parties fines des écoulements gravitaires, les sédiments plus grossiers ayant sans doute été déposés en amont. De plus, la carotte est localisée à environ 15 km du chenal ce qui peut également expliquer la faible granularité des dépôts turbiditiques, à la différence de l'étude sur le chenal actif où la carotte avait été prélevée directement au sommet de la levée. Le système chenal-levées localisé à proximité de la carotte MD12-3423 a été nommé par Curray et al. (2003) comme étant le chenal E6. D'après ces mêmes auteurs, il aurait donc été actif jusqu'à 125 ka BP, comme le reste des systèmes chenaux-levées situés dans la partie est de la baie du Bengale. La carotte MD12-3423 montre que l'activité turbiditique était effectivement présente pendant les périodes glaciaires (stades isotopiques 12, 10, 8, 6) mais s'enregistre toujours dans cette partie du Bengal fan après 125 ka et ce jusqu'à 16,4 ka BP, âge de la plus jeune turbidite enregistrée dans cette carotte. Dans la partie distale comme dans la partie médiane du système turbiditique, le niveau marin semble être le forçage prédominant sur l'enregistrement de l'activité du système, au moins sur les derniers 500 ka BP (Figure IV.19).

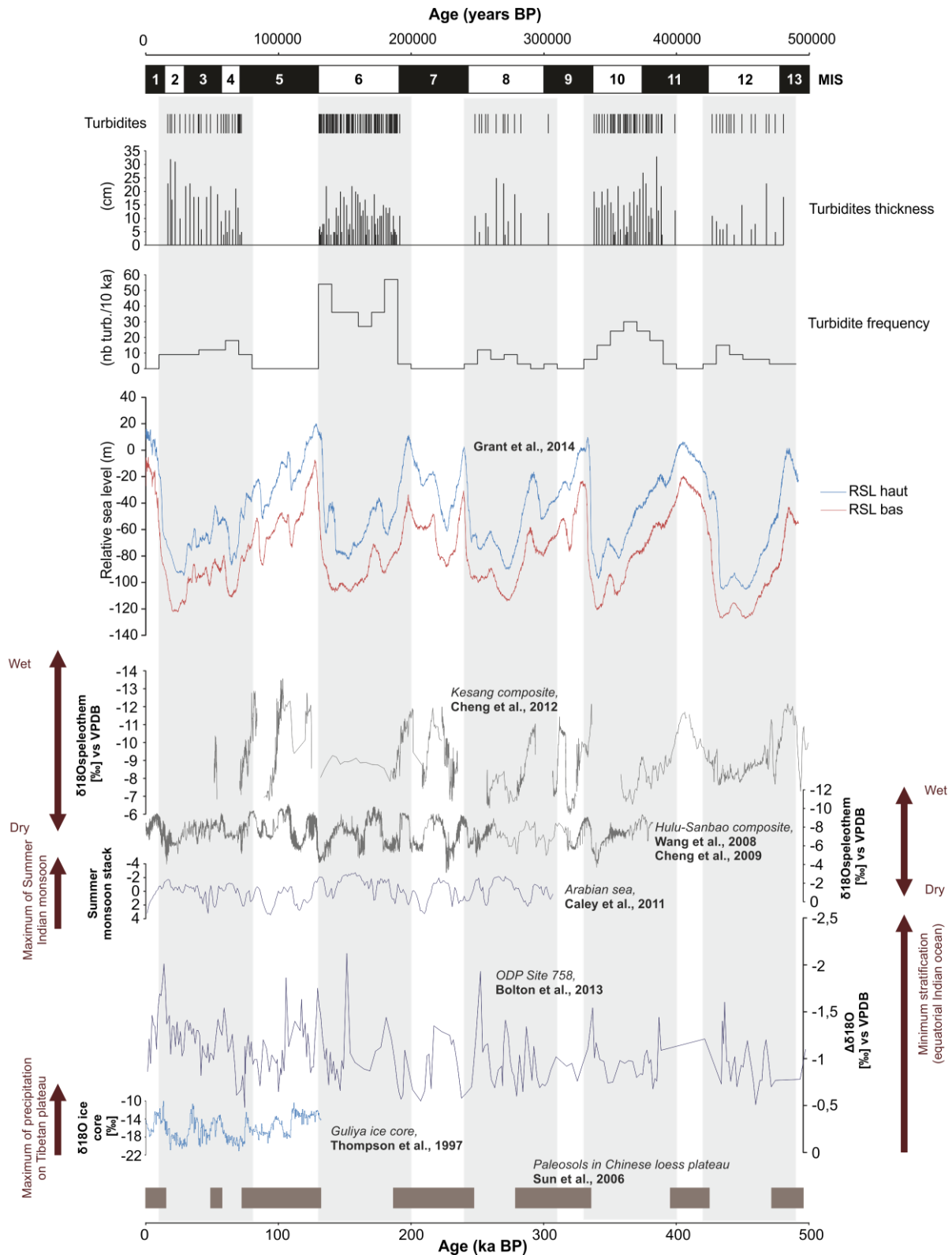


Figure IV.19 : Enregistrement de l'activité turbiditique dans la carotte MD12-3423 sur les derniers 500 000 ans. Représentation des turbidites en âge, de leurs épaisseurs, de la fréquence turbiditique par 10 000 ans. La courbe du niveau marin (limite haute et limite basse) est modifiée d'après Grant et al., (2014). Les proxies de moussons (spéléothèmes en gris, marin en bleu foncé et glacier continental en bleu clair) sont issus de diverses publications (Cheng et al., 2012 ; Wang et al., 2008 ; Cheng et al., 2009 ; Caley et al., 2011 ; Bolton et al., 2013 ; Thompson et al., 1997). Les rectangles marrons représentent la présence de paléosols attestant d'un climat humide dans les dépôts de loess des plateaux chinois (Sun et al.,2006).

V. Et la mousson dans tout ça ?

Au sein des différents enregistrements sédimentaires présentés, le signal de mousson indo-asiatique ne ressort pas souvent de façon claire comme ayant un impact sur l'activité turbiditique dans le Bengal fan. Cependant, il est possible de se concentrer sur des périodes de temps définies pendant lesquelles le niveau marin (haut, ou bas) évolue moins de façon à essayer de retrouver un signal de mousson sur l'activité turbiditique enregistrée dans le système profond. Nous avons présenté précédemment les différentes variabilités de la mousson indo-asiatique (partie II) et nous allons voir ici, à différentes échelles temporelles, comment s'enregistre le signal de mousson dans le signal d'activité turbiditique.

5.1. A l'échelle orbitale et millénaire

5.1.1. Dans la partie médiane du système

La carotte sédimentaire MD12-3412, nous a permis de mettre en évidence que l'activité turbiditique sur les derniers 184 ka BP, se concentrait pendant les stades isotopiques 2, 3 et 4 (Figure V.1). Si l'on observe plus en détail les derniers 80 ka BP, on se rend compte que l'activité turbiditique n'est pas continue et homogène tout au long de ces périodes.

La Figure V.1 représente l'enregistrement de l'activité turbiditique (position des évènements turbiditiques en marron et leur épaisseur en noir) zoomée sur les derniers 80 ka BP. Les courbes bleues sont issues des travaux de Thompson et al. (1997) qui ont étudié une carotte de glace prélevée sur le plateau tibétain. Le $\delta^{18}\text{O}$ de cette carotte de glace met en évidence des périodes glaciaires froides et sèches bien marquées par un affaiblissement de la mousson d'été et des périodes interglaciaires chaudes et humides. Des stadières et interstadières ponctuent les périodes glaciaires et interglaciaires, expliquant ces évènements chauds et abrupts visibles dans la concentration en poussière (Thompson et al., 1997 ; Figure V.1). La courbe rouge présente les variations de la mousson est-asiatique dans des spéléothèmes chinois (Cheng et al., 2009; Wang et al., 2008), tandis que les dernières courbes représentent les variations du niveau marin (valeurs hautes et valeurs basses) obtenues par Grant et al. (2014 ; Figure V.1).

Contrairement à ce que l'on pourrait penser, l'activité turbiditique enregistrée ne reflète pas ici les périodes d'intensification de la mousson d'été, marquée par de fortes précipitations et des décharges fluviales importantes (Figure V.1). L'activité turbiditique semble s'enregistrer entre : (1) 70.6-59.5 ka BP, (2) 47.6-38.6 ka BP et (3) 31.8-15.7 ka BP. Ces trois

périodes coïncident avec des périodes pendant lesquelles le climat est relativement aride et froid et le niveau marin est au plus bas, entre -50 m et -120 m (Figure V.1).

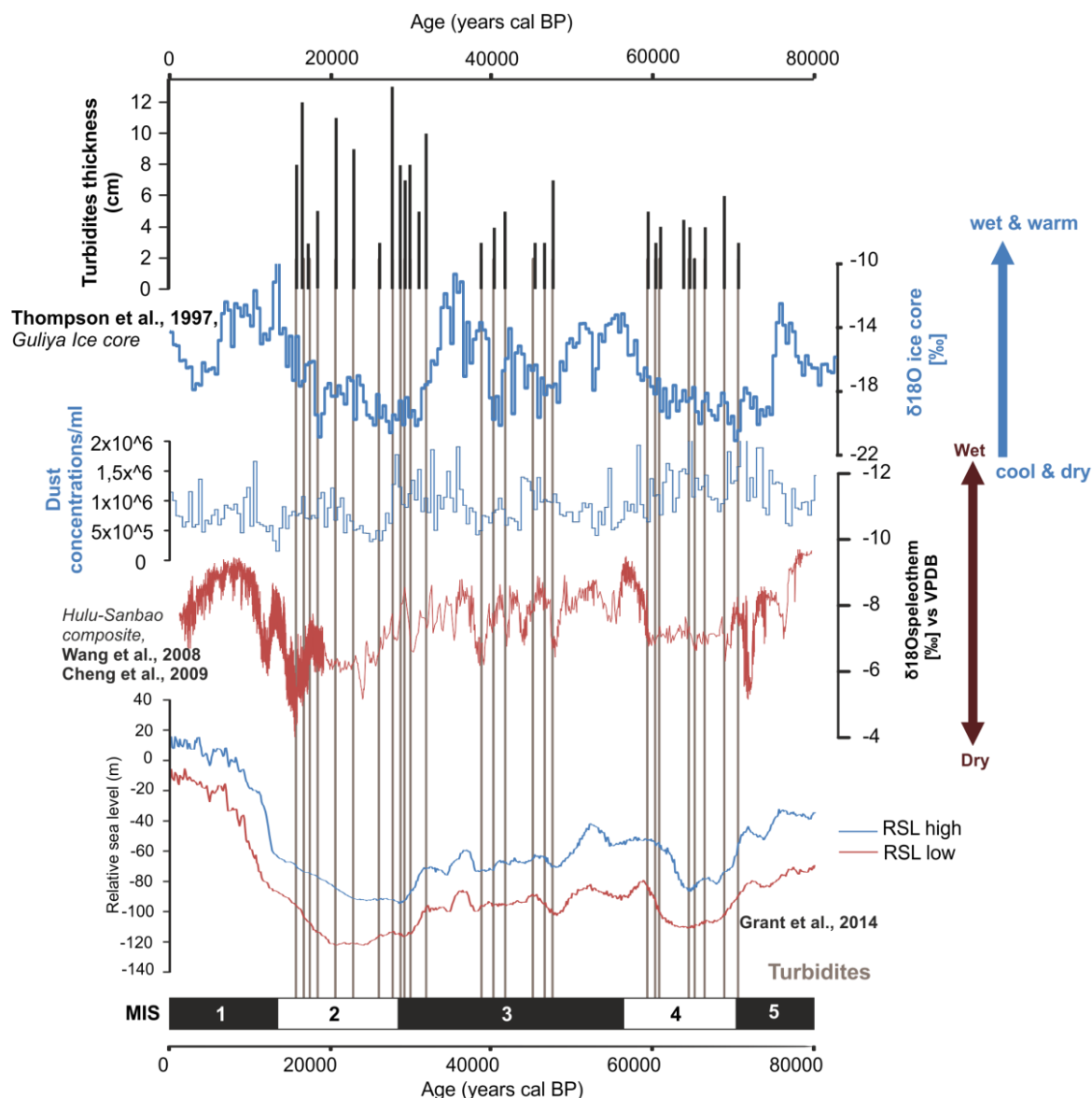


Figure V.1 : Enregistrement de l'activité turbiditique sur les derniers 80 ka BP dans la carotte MD12-3412 et comparaison avec des données de mousson indo-asiatique et de niveau marin.

D'après Prell and Kutzbach (1987), les précipitations régionales sur les bassins versants auraient diminués de près de 25% au cours du dernier maximum glaciaire, bien que les proxies de décharges sédimentaires (i.e. salinité et $\delta^{18}\text{O}$) dans la baie du Bengale semblent indiquer une diminution encore plus importante (Cullen, 1981; Duplessy, 1982). C'est cependant pendant ces périodes de faible intensité de la mousson d'été que l'on enregistre une activité turbiditique dans la partie médiane du système. Quels paramètres en jeu pourraient expliquer une augmentation de l'activité turbiditique pendant ces périodes plus froides et plus arides et non pendant les phases climatiques plus humides ?

Nos résultats sur près de 500 ka BP d'enregistrement ont permis de montrer que la position du niveau marin est dans un premier temps un forçage prédominant des apports sédimentaires jusqu'au système profond. Plus le niveau marin est bas, plus l'activité turbiditique est importante dans la partie médiane et distale du Bengal fan, en raison de la connexion idéale entre l'embouchure du Gange et du Brahmapoutre et les chenaux turbiditiques. A cela se surimposent plusieurs hypothèses, climatiques et tectoniques, pouvant expliquer cette activité présente pendant les phases de mousson réduite.

Pendant les périodes glaciaires, le climat est plus aride et les vents du NE sont renforcés (Sarkar et al., 1990). Cette aridification provoque une diminution de l'érosion chimique sur les bassins versants (Lupker et al., 2013). L'érosion chimique permet d'apporter des sédiments fins au système turbiditique, donc proportionnellement, lors d'une diminution de l'érosion chimique pendant les périodes glaciaires, les sédiments silteux sont plus importants (Chauhan et al., 2004). De plus, il semblerait que l'érosion physique domine pendant les glaciaires, par l'activité mécanique du vent, de l'eau et de la glace (Sarkar et al., 1990; Chauhan et al., 2004; Joussain et al., 2016). La végétation, moins développée pendant ces périodes, témoigne elle aussi d'un climat plus aride et peut permettre une remobilisation plus facile des sédiments qu'en période interglaciaire (Chauhan et al., 2004). D'après Joussain et al. (2016), les faibles rapports smectite/(illite+chlorite) obtenus dans la carotte MD12-3412 pendant les glaciaires, confirment que l'érosion physique des hauts plateaux tibétains et massifs himalayens, était plus importante pendant ces périodes.

Il est important de noter que des évènements chauds abrupts ponctuent les périodes glaciaires et s'enregistrent dans la carotte de glace tibétaine (Thompson et al., 1997). Une augmentation rapide de la température peut provoquer une fonte partielle du couvert de glace, diminuant ainsi l'albédo et provoquant un réchauffement radiatif des sols et ainsi une remobilisation plus facile des sédiments par les vents et les précipitations (Thompson et al., 1997). Ces évènements abrupts, chauds et humides permettent une intensification des précipitations pendant la mousson d'été et peuvent donc engendrer des augmentations des décharges fluviales. Malgré un climat froid et aride, le bas niveau marin et l'augmentation des décharges fluviales pourraient ainsi permettre une alimentation plus efficace du système turbiditique. Williams and Clarke, (1984) décrivent des séquences sédimentaires alluviales aggradantes dans des tributaires sud du Gange pendant la dernière période glaciaire. Ils expliquent ces séquences par des précipitations toujours présentes dans la partie sud-ouest du bassin versant du Gange. Ces précipitations vont donc dans le sens de décharges sédimentaires toujours présentes pendant le dernier maximum glaciaire.

Les évènements chauds abrupts au cours du dernier maximum glaciaire qui engendrent des précipitations importantes pendant la mousson d'été de ces périodes, s'enregistrent à la fois dans des tributaires du Gange au sud de celui-ci (Williams and Clarke, 1984) et dans les hauts reliefs de la chaîne (Thompson et al., 1997), qui semblent fournir les sédiments dans la baie du Bengale (Joussain et al., 2016). Ainsi, l'activité turbiditique qui ne semble pas continue et régulière malgré un niveau marin très bas au cours du dernier maximum glaciaire, a pu être impactée par ces évènements chauds abrupts entraînant des décharges sédimentaires pulsées accrues.

Le forçage tectonique et notamment la forte activité sismique présente tout au long de la chaîne himalayenne pourrait également avoir joué un rôle dans l'export de sédiment vers le domaine marin profond, notamment en période de connexion maximale entre les fleuves et le système turbiditique. La mise en place de paléo-lacs (Phartiyal et al., 2009) et de dépôts de séismites pendant la dernière période glaciaire (Phartiyal and Sharma, 2009) semblent montrer un renforcement de l'activité sismique entre 35 et 18 ka BP (Figure V.1). Ces séismes facteurs de déclenchement d'écoulement gravitaire, peuvent donc eux aussi expliquer l'augmentation de l'activité turbiditique entre 35 et 18 ka BP et notamment expliquer l'épaisseur plus importante des dépôts turbiditiques (Figure V.1).

Il est intéressant de noter que le bas niveau marin permettant une connexion maximale entre la source sédimentaire et le système turbiditique pendant le dernier maximum glaciaire, les variations d'activité turbiditique enregistrées pendant cette période peuvent témoigner de variations de différents forçages sur le bassin versant. Les changements de précipitation en lien avec les variations de la mousson indo-asiatique (et de la position de l'ITCZ à l'échelle millénaire), ainsi que l'activité sismique sont donc à prendre en compte dans l'étude de l'activité sédimentaire du Bengal fan. Il reste cependant difficile de discriminer un forçage par rapport à l'autre, en raison du mode de transport et de dépôts des sédiments (écoulement gravitaire et dépôt turbiditique), qui sont commun aux deux forçages.

5.1.2. Sur le chenal actif

La carotte sédimentaire MD12-3417, nous a permis de mettre en évidence que l'activité turbiditique dans le chenal actif sur les derniers 9.9 ka cal BP était en grande partie conditionnée par la position du niveau marin, mais également par l'intensité de la mousson indo-asiatique (Fournier et al., 2016). En effet, l'activité turbiditique diminue au cours de l'Holocène, entre 5.5-4 ka cal BP ce qui semble correspondre à une phase d'aridification du climat visible à la fois en Inde et sur le plateau tibétain.

5.2. A l'échelle centennale et décennale

Les enregistrements sédimentaires détaillés qui couvrent la variabilité de la mousson à l'Holocène sont relativement rares, en particulier en raison des faibles taux de sédimentation des régions carottées qui ne permettent pas de réaliser une étude haute résolution.

La carotte MD12-3417 fournit un enregistrement sédimentaire très haute résolution entre 9.2-9.8 ka cal BP, avec près de 30 m enregistrant 600 ans d'activité sédimentaire (Figure V.2). Cette période se caractérise par un signal sédimentaire très variable, lié à une intense activité turbiditique dans le chenal actif. Cette activité turbiditique est visible dans les proxies granulométriques (distribution granulométrique, mode principal) et XRF (le rapport Zr/Rb, Figure V.2, Figure V.3).

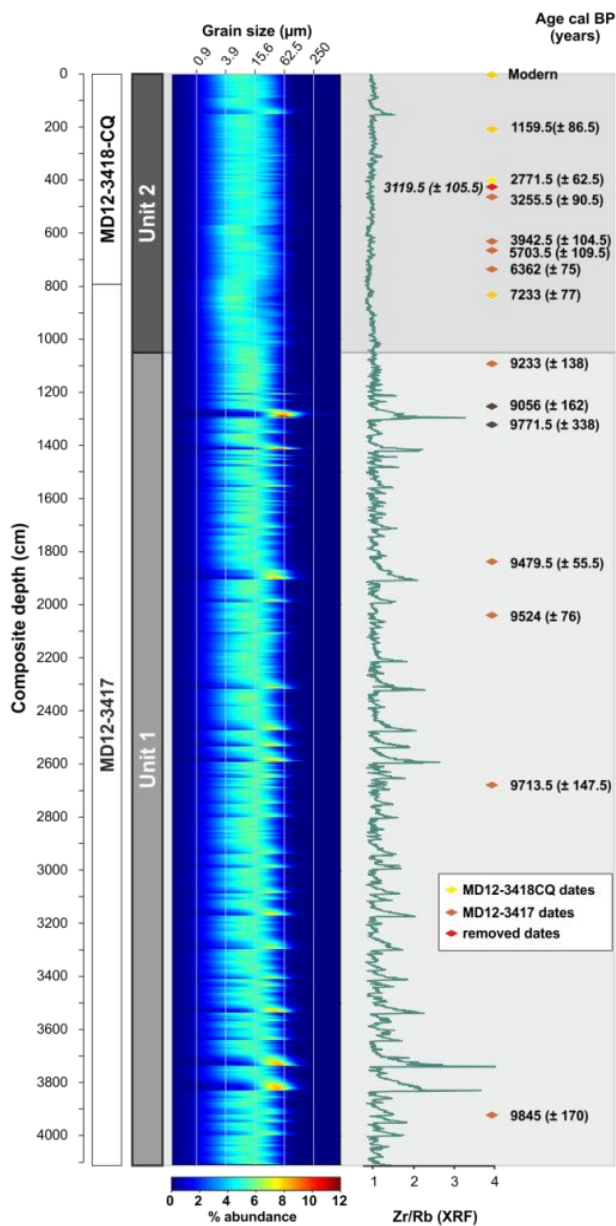


Figure V.2 : Représentation de la distribution granulométrique dans la carotte MD12-3417, du ratio XRF Zr/Rb et de la position des dates ¹⁴C utilisées dans le modèle d'âge.

Cette période de temps est soumise à un climat indo-asiatique très humide, engendrant des décharges massives du Gange-Brahmapoutre et un enregistrement de ces décharges sous forme de dépôts turbiditiques, visibles dans la carotte (Figure V.2). L'épaisseur des dépôts turbiditiques montre une grande variabilité, allant de 1 cm à 68 cm d'épaisseur (Figure V.3). De la même façon, le mode granulométrique principal varie de 7 μm à 71 μm et le rapport XRF Zr/Rb témoignant de la présence des dépôts turbiditiques varie de 0.8 à 5 (Figure V.3). En constatant la grande variabilité visible sur ces 600 ans, on peut se demander si cet enregistrement très haute résolution permet d'observer une cyclicité dans l'activité turbiditique et donc potentiellement dans les décharges fluviales. Il faut cependant être prudent dans l'interprétation du signal turbiditique, dans la mesure où des forçages internes au système peuvent impacter l'enregistrement sédimentaire. En effet, l'augmentation de la hauteur des levées au cours du temps peut expliquer une diminution de l'épaisseur et de la granularité des dépôts enregistrés, mais également entrainer une diminution du nombre d'évènements turbiditiques enregistrés. Dans le cas de ce jeu de données, il semblerait que l'épaisseur des turbidites ait effectivement tendance à diminuer au cours de la période 9.2-9.9 ka cal BP (Figure V.3), ce qui ne semblent pas être le cas du nombre d'évènements turbiditiques. Malgré cette diminution globale dans l'épaisseur des dépôts, il semblerait qu'une ou plusieurs cyclicités soient tout de même visibles (Figure V.3).

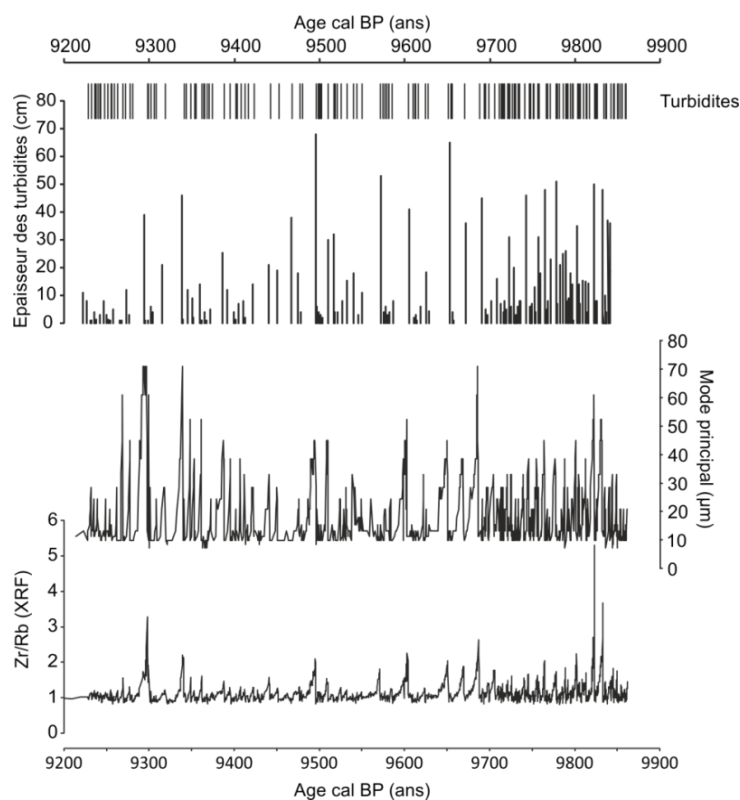


Figure V.3 : Variations de l'épaisseur des dépôts turbiditiques, du mode granulométrique principal et du rapport Zr/Rb entre 9200-9900 ans cal BP.

Nous avons donc effectué plusieurs analyses spectrales dans le but d'identifier des périodicités potentielles dans le signal sédimentaire et ce sur les trois signaux présentés dans la Figure V.3. Les analyses spectrales Blackman-Tuckey, Maximum Entropy et MTM (Multi-Taper Method) ont été utilisées.

Ces trois méthodes d'analyses spectrales ainsi que les trois proxies utilisés, mettent en évidence 4 périodicités dans l'enregistrement sédimentaire (Tableau V.1). Ces périodicités ont été moyennées par méthodes et par proxies (Tableau V.1). On obtient alors des cyclicités de 160 ans, 46 ans, 23 ans et 11 ans.

La méthode MTM est représentée dans la Figure V.4 et montre que les trois proxies enregistrent la même cyclicité, excepté pour la variation de l'épaisseur des turbidites qui n'enregistre que les deux plus grandes périodicités (150 et 50 ans).

Tableau V.1: Cyclicités obtenues sur la période 9.2-9.9 ka cal BP, à partir des trois proxies (rapport Zr/Rb, mode granulométrique principal, épaisseur des turbidites) en utilisant les trois méthodes de calcul (Blackman-Tuckey, Max entropy et MTM). Les cyclicités obtenues sont ensuite moyennées par méthodes et par proxies.

	Blackman-Tuckey	Max entropy	MTM	Confiance (%)	Moyenne/proxies
Zr/Rb	154,00	-	179,00	0,82	166,50
	50,00	44,00	43,00	0,74	45,67
	20,00	22,00	22,00	0,95	21,33
	11,00	11,00	-	-	11,00
Mode granulométrique principal	167,00	-	-	0,96	167,00
	50,00	48,00	50,00	0,95	49,33
	22,00	23,00	22,00	0,81	22,33
	11,00	11,00	11,00	0,95	11,00
Epaisseur turbidites	125,00	154,00	160,00	0,85	146,33
	41,00	42,00	44,00	0,85	42,33
	27,00	-	-	-	27,00
	148,67	-	169,50	-	159,60
Moyenne/méthode	47,00	44,67	45,67	-	45,78
	23,00	22,50	22,00	-	23,03
	11,00	11,00	-	-	11,00

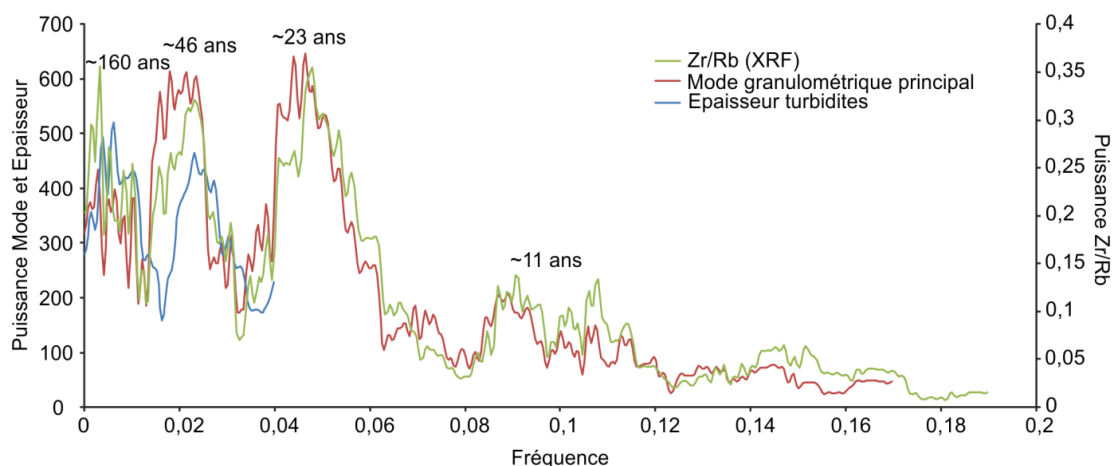


Figure V.4: Puissance des trois proxies en fonction de la fréquence du signal, en utilisant la méthode MTM.

La périodicité de 160 ans identifiée dans ce signal pourrait correspondre à la périodicité centennale de la mousson, en réponse aux variations de l'activité solaire comme l'ont décrit précédemment (Stuiver and Braziunas, 1993) avec le $\Delta^{14}\text{C}$ atmosphérique, (Wang et al., 2005) avec le $\delta^{18}\text{O}$ dans les spéléothèmes de la grotte de Dongge, ou encore Dooze-Rolinski et al. (2001) dans les dépôts laminés de la mer d'Arabie, au large du Pakistan.

Les périodicités décennales (46, 23 et 11 ans) enregistrées dans l'activité turbiditique pourraient également s'expliquer par les variations décennales de la mousson en réponse aux variations de l'insolation. Des données de sédimentation marine (Dooze-Rolinski et al., 2001, p.; Gupta et al., 2003) et de spéléothèmes (Wang et al., 2001; Fleitmann et al., 2003; Sinha et al., 2005) enregistrent des périodicités décennales, jusqu'au dernier maximum glaciaire. Une analyse spectrale réalisée sur le $\delta^{18}\text{O}$ du spéléothème de la grotte Timta en Asie du sud met en évidence des périodicités de 124 ans, 60 ans, 16 ans et 13 ans (Clift and Plumb, 2008; Sinha et al., 2005). Ces périodicités enregistrées sont relativement proches des périodicités obtenues dans la carotte MD12-3417, entre 9.9-9.2 ka cal BP. Un débat existe actuellement sur l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes témoignant soit des précipitations d'été, soit des précipitations annuelles (Caley et al., 2014), pouvant expliquer les différences de variabilité décennales observables avec notre enregistrement.

Ainsi, l'activité turbiditique entre 9.9-9.2 ka cal BP semble enregistrer les variabilités centennales et décennales de la mousson indo-asiatique, décrites précédemment par de nombreux auteurs, notamment à travers la granularité des dépôts turbiditiques, mais également à travers leur épaisseur.

VI. Synthèse de l'histoire turbiditique du Bengal fan et flux sédimentaires associés

6.1. Comparaison de la sédimentation turbiditique dans les parties médiane et distale du Bengal fan

La morphologie des systèmes chenaux-levées évolue fortement entre la partie proximale et la partie distale du Bengal fan. La partie proximale est caractérisée par des systèmes chenaux-levées de grandes dimensions, pouvant atteindre plus de 50 km de large, avec des levées sédimentaires très développées et un talweg qui incise sur plus de 100 m de profondeur (Emmel and Curray, 1983). Les systèmes chenaux-levées deviennent plus réduits et plus incisés dans la partie médiane, puis partiellement comblés dans le début de la partie distale (Emmel and Curray, 1983). Les différentes avulsions des systèmes chenaux-levées semblent

se faire à la transition entre la partie proximale et la partie médiane du Bengal fan, ce qui entraîne une augmentation significative du nombre de chenaux visibles en surface, passant de 7 systèmes chenaux-levées dans la partie proximale à plus du double dans la partie médiane (Curry et al., 2003 ; Figure VI.1). Les enregistrements turbiditiques étudiés dans la partie médiane et dans la partie distale du système doivent donc présenter des différences majeures, notamment en ce qui concerne la lithologie des dépôts, mais potentiellement aussi l'activité sédimentaire enregistrée.

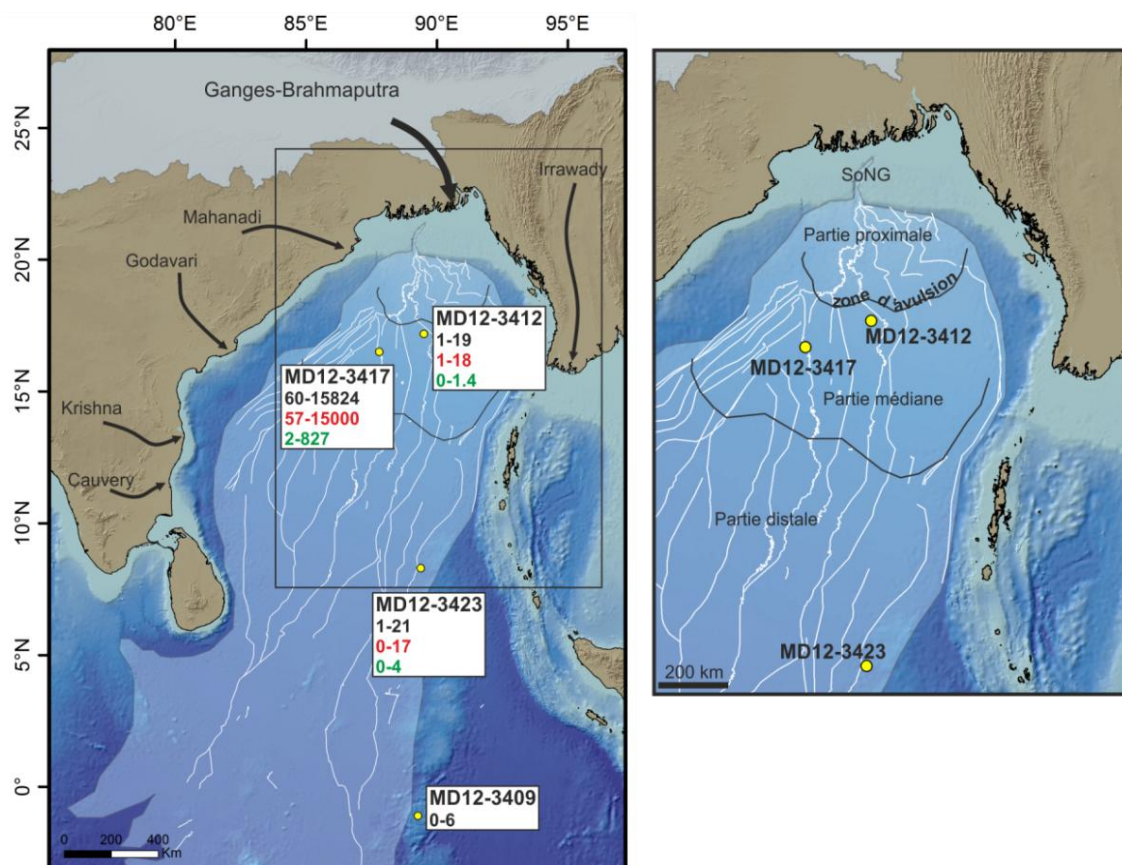


Figure VI.1 : Carte de localisation des carottes sédimentaires présentées. Les flux sédimentaires minimum et maximum pour chacune des carottes sont en noirs pour les flux sédimentaires totaux, en rouges pour les flux terrigènes et en verts pour les flux carbonatés. Les flux sont calculés en $\text{g.cm}^{-2}.\text{ka}^{-1}$.

6.1.1. Comparaison des dépôts turbiditiques

Tout d'abord, l'étude des deux carottes sédimentaires localisées dans la partie médiane du système turbiditique (MD12-3412 et MD12-3417) a révélé la présence de séquences sédimentaires très bien marquées par une base nette et érosive, une grano-décroissance des dépôts et des structures sédimentaires typiques de dépôts turbiditiques (Voir parties II. Et III. de ce chapitre). Sur la levée du chenal actif, à moins de 3 km du talweg, les turbidites ont une granularité comprise entre les silts fins et les sables fins à la base de la carotte pendant la phase de construction massive de la levée, puis les turbidites moins nombreuses après 9.2 ka

cal BP ont une granularité comprise entre les silts fins et les silts grossiers. La différence de granularité entre les deux périodes est expliquée entre autre par la mise en place du delta sur le plateau continental qui va stocker la majeure partie des sédiments grossiers exportés par les fleuves et par la déconnexion de l'embouchure du Gange-Brahmapoutre et du canyon SoNG (Fournier et al., 2016).

La carotte MD12-3412, localisée à ~30 km du talweg du chenal E4 enregistre des turbidites dont la granularité varie des silts grossiers aux sables très fins. Malgré la distance par rapport au talweg, il semble que la granularité des turbidites déposées ne soit pas nettement inférieure à celles des turbidites présentes au sommet de la levée du chenal actif. D'après Komar (1973), dans le cas de grands écoulements turbiditiques, si l'épaisseur de la tête de l'écoulement dépasse l'épaisseur du corps de l'écoulement alors d'importants débordements se font sur les levées dans la partie proximale d'un système turbiditique. Si la tête de l'écoulement contient des particules grossières, elles vont alors déborder et se déposer sur les levées ou entre les systèmes chenaux-levées. Cette hypothèse s'étend donc jusqu'à la partie médiane du Bengal fan, comme l'ont montré les dépôts turbiditiques allant jusqu'aux sables fins, retrouvés à la fois sur la levée mais également à plusieurs dizaines de kilomètres d'un talweg. La partie médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre enregistre donc une sédimentation turbiditique relativement grossière, que l'on se trouve au sommet d'une levée ou entre des systèmes chenaux-levées.

L'interprétation de la sédimentation dans la carotte sédimentaire MD12-3423 localisée dans la partie distale du Bengal fan a elle été plus difficile. En effet, des excursions granulométriques sont présentes, mais correspondent à des niveaux hémipélagiques, très riches en foraminifères planctoniques et benthiques. A l'inverse, des niveaux silto-argileux contrastent fortement et seuls les rapports XRF Si/Total et Ti/Total ainsi que les courbes de pourcentages d'argiles et de silts semblent montrer une base nette et un signal décroissant dans le dépôt. L'étude des lames minces a révélé la présence de grains très fins de quartz et de micas, permettant donc d'affirmer qu'il s'agissait de dépôts terrigènes et sans doute turbiditiques. Les turbidites enregistrées dans la partie distale sont donc argilo-silteuses et donc beaucoup plus fines que celles présentes dans la partie médiane du système turbiditique. Décrit comme système turbiditique très efficace et caractérisé de « mud-rich system » (Reading and Richards, 1994), le Bengal fan enregistre donc une sédimentation turbiditique relativement grossière dans sa partie médiane et une sédimentation turbiditique fine dans sa partie distale : les écoulements gravitaires vont déposer en amont les sédiments les plus

grossiers, tandis que les particules fines sont exportées jusqu'à la partie distale du système turbiditique.

6.1.2. Comparaison de l'activité turbiditique et des flux sédimentaires

Comparaison des flux totaux dans la baie du Bengale

L'étude des flux sédimentaires totaux sur les carottes situées dans le Bengal fan et sur la carotte MD12-3409 localisée en dehors du système turbiditique, plus particulièrement sur la ride 90°E, révèle de grandes disparités dans les gammes de flux sédimentaires totaux. On observe des flux sédimentaires beaucoup plus réduits dans la carotte hémipélagique (MD12-3409), compris entre 0 et 6 g.cm⁻².ka⁻¹, que dans les carottes localisées dans le Bengal fan (entre 1 et 15824 g.cm⁻².ka⁻¹, Tableau VI.1).

Tableau VI.1 : Valeurs minimales et maximales des flux sédimentaires totaux dans les carottes MD12-3417, MD12-3412, MD12-3423 et MD12-3409.

	Flux total (g.cm ⁻² .ka ⁻¹)		
	min	max	
MD12-3417	60	15824	Partie médiane du Bengal fan
MD12-3412	1	19	Partie médiane du Bengal fan
MD12-3423	1	21	Partie distale du Bengal fan
MD12-3409	0	6	Hors du Bengal fan

6.1.2.1. Partie médiane : comparaison chenel actif/chenel inactif

Les flux mesurés dans la carotte localisée sur la levée du chenel actif (MD12-3417 : entre 60 et 15824 g.cm⁻².ka⁻¹) atteignent des valeurs 60 à 800 fois plus élevées que dans la carotte MD12-3412 (1 à 19 g.cm⁻².ka⁻¹), elle aussi localisée dans la partie médiane du Bengal fan (Tableau VI.1). Si la distance au talweg ne semble pas impacter la granularité des dépôts turbiditiques, elle impacte sans doute l'épaisseur des dépôts turbiditiques enregistrés et ainsi le taux de sédimentation de l'endroit échantillonné. Les résultats montrent ainsi un taux de sédimentation et donc un flux sédimentaire total très élevé au sommet de la levée du chenel actif et un taux de sédimentation et un flux sédimentaire plus réduits entre les systèmes chenaux-levées, à 30 km du talweg.

6.1.2.2. Comparaison partie médiane/partie distale

Il est intéressant de noter que les flux sédimentaires des carottes MD12-3412 et MD12-3423 varient dans la même gamme de valeurs (1-19 g.cm⁻².ka⁻¹ et 1-21 g.cm⁻².ka⁻¹ respectivement, Tableau VI.1). Les taux de sédimentation dans les deux carottes sont donc relativement similaires, malgré la distance qui les sépare de près de 1000 km et malgré la

granularité totalement différente des dépôts turbiditiques qui les composent. Les flux terrigènes de ces deux carottes varient également dans des gammes similaires et diminuent autour de 10.5 ka BP (Figure VI.2).

Les flux terrigènes calculés dans la carotte MD12-3417 entre 9.8-9.2 ka cal BP sont 1000 fois supérieur aux flux enregistrés dans les carottes MD12-3412 et MD12-3423 (Figure VI.2). Après 9.2 ka cal BP, les flux terrigènes dans la carotte MD12-3417 restent 30 à 300 fois supérieurs à ceux enregistrés dans les carottes MD12-3412 et MD12-3423.

Cette diminution des flux terrigènes dans les carottes MD12-3412 et MD12-3423, témoigne d'une reconcentration des écoulements dans le chenal actif à partir de 14.5 ka BP et les fortes valeurs des flux enregistrées dans la carotte MD12-3417 s'expliquent avant tout par une très bonne connexion entre le système fluvial et le système turbiditique et par des décharges sédimentaires maximales pendant une période d'intensification de la mousson asiatique.

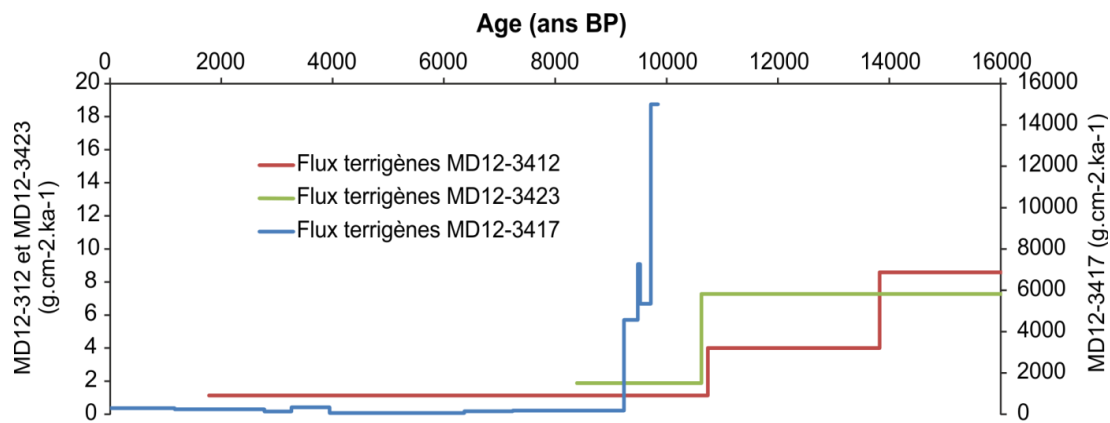


Figure VI.2: Flux terrigènes des carottes MD12-3417, MD12-3412 et MD12-3423, comparant ainsi les flux entre les deux zones de la partie médiane et la partie distale sur les derniers 16 ka BP.

Les flux sédimentaires terrigènes et carbonatés sont également calculés sur l'ensemble des carottes MD12-3412 et MD12-3423 (Figure VI.3). Il semble que lors du dernier cycle climatique, les flux terrigènes de la partie médiane et de la partie distale du système turbiditique se suivent relativement bien, dans des gammes identiques, c'est-à-dire entre 1 et 4 g.cm⁻².ka⁻¹ pendant les interglaciaires 1 et 5 et entre 7 et 18 g.cm⁻².ka⁻¹ pendant les stades isotopiques 4, 3 et 2. (Figure VI.3). Mise à part la granularité des dépôts turbiditiques, l'activité du système turbiditique enregistrée dans la partie est de la baie du Bengale était donc globalement la même, quel que soit le système chenal-levées localisé à proximité des carottes prélevées et quel que soit la distance à la source sédimentaire depuis le stade isotopique 5 (Figure VI.2). En revanche, les flux terrigènes montrent des différences pendant les stades isotopiques 7 et 6 (Figure VI.3). Si la carotte MD12-3412 enregistre une diminution progressive des flux terrigènes entre le stade 7 et le stade 6, la carotte MD12-3423 présente

des flux terrigènes 50 fois plus élevés pendant le stade 6 par rapport au stade 7 et enregistre une activité turbiditique uniquement pendant les périodes glaciaires (Figure VI.3). Etant localisée beaucoup plus en aval dans le système et sur la partie est de la baie du Bengale, lors d'une période de bas niveau marin, la carotte sédimentaire MD12-3423 peut potentiellement enregistrer les transferts sédimentaires provenant de l'ensemble de la marge nord-est de la baie (Figure VI.1). De plus, le sous-stade isotopique 6.5 témoignant d'un renforcement de la mousson a pu permettre des décharges sédimentaires beaucoup plus importantes sur l'ensemble de la marge nord-est de la baie et expliquer ces fréquences élevées.

Colin et al. (1999), mettent en évidence qu'au dernier maximum glaciaire, la partie est de la baie du Bengale au sud de 15°N enregistre une source sédimentaire provenant de la chaîne indo-birmane, drainée principalement par l'Irrawady. Il se pourrait donc que ce fonctionnement soit présent pendant toutes les périodes glaciaires et expliquer ainsi une activité turbiditique présente dans la partie distale du système turbiditique uniquement pendant les périodes glaciaires, lorsque le bas niveau marin permet de reconnecter toutes les sources de la façade est de la baie du Bengale avec le système turbiditique. La carotte MD12-3412 étant située beaucoup plus au nord et dans la partie médiane du système turbiditique, la sédimentation y semble majoritairement influencée par les apports du nord de la baie du Bengale, donc principalement le Gange et le Brahmapoutre. La mise en place du canyon SoNG comme unique source sédimentaire au stade isotopique 6 a pu ainsi reconcentrer les écoulements et expliquer que pendant les stades isotopiques 2, 3 et 4, le signal sédimentaire de la partie distale soit très semblable à celui enregistré dans la partie médiane du Bengal fan.

Les gammes de valeurs obtenues pour les flux carbonatés sont sensiblement différentes entre les deux carottes, avec des flux carbonatés plus faibles dans la partie médiane du système turbiditique (de 0 à 1.5 g.cm⁻².ka⁻¹) que dans la partie distale du système (de 0 à 4 g.cm⁻².ka⁻¹, Figure VI.3). Les flux carbonatés ont tendance à suivre les flux terrigènes dans les deux zones et jusqu'au stade isotopique 11 pour la carotte MD12-3423 (Figure VI.3). L'augmentation des flux carbonatés en phase avec l'augmentation des flux terrigènes montre que malgré la présence de dépôts hémipélagiques très carbonatés au cours des périodes interglaciaires (Figure VI.3, % de CaCO₃), les écoulements turbiditiques transfèrent du matériel carbonaté et forment ainsi des flux carbonatés plus importants pendant les périodes glaciaires. La différence de flux carbonatés entre la zone médiane et la zone distale pourrait s'expliquer par un enrichissement des écoulements en particules fines carbonatées au cours de leurs transits, entre la partie médiane et la partie distale du Bengal fan.

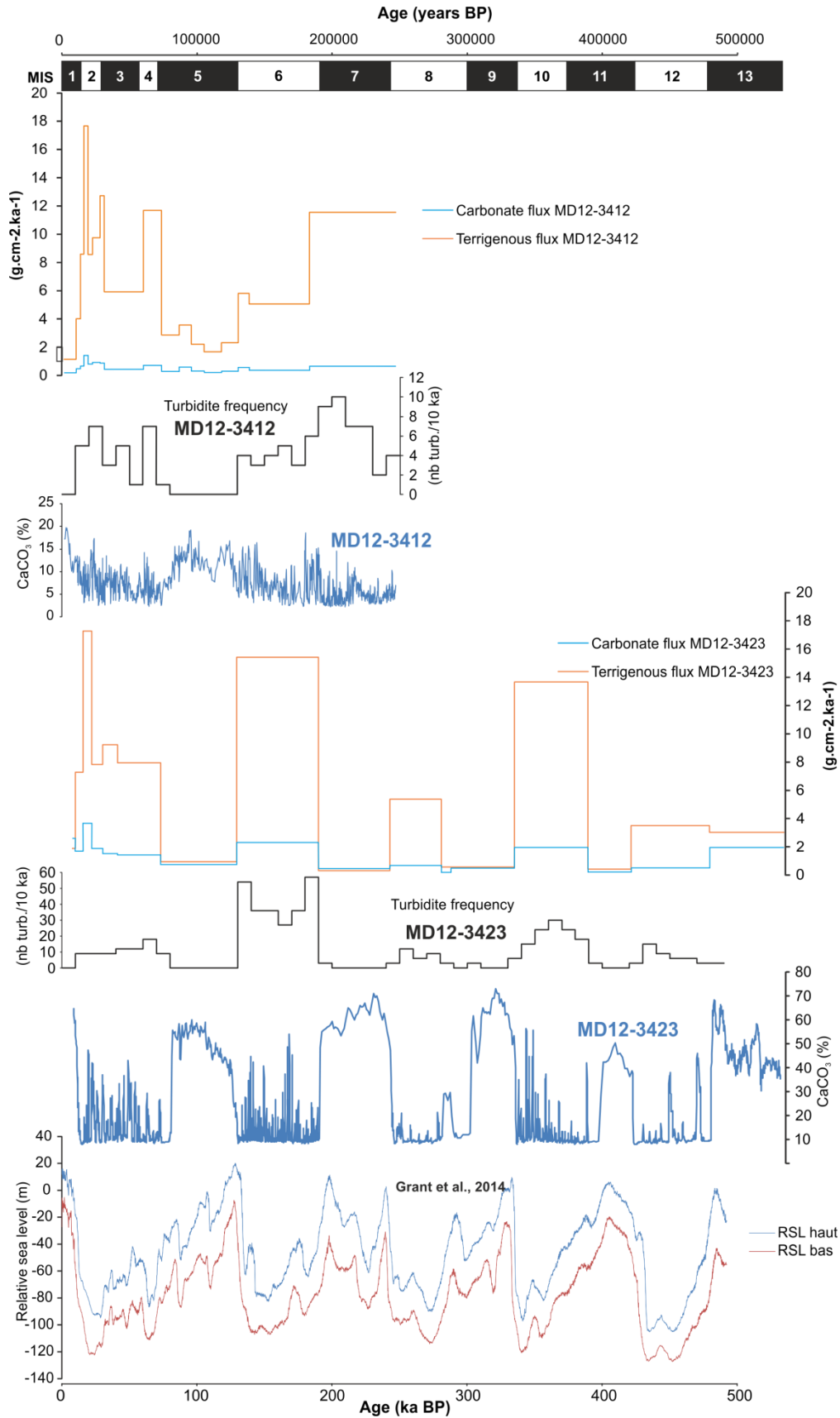


Figure VI.3 : Comparaison des flux sédimentaires et des fréquences turbiditiques des carottes MD12-3412 et MD12-3423. Corrélation avec la courbe de $CaCO_3$ de la carotte MD12-3423 et la courbe du niveau marin relatif de Grant et al. (2014).

6.2. Fonctionnement général du système turbiditique

6.2.1. A l'échelle des derniers 500 ka BP

La partie distale semble être alimentée par des écoulements turbiditiques seulement en bas niveau marin, avec une activité turbiditique relativement réduite comprise entre 3 et 68 turbidites par 10 000 ans (Figure VI.3). Cette alimentation cyclique au cours des glaciaires s'explique en partie par des exports sédimentaires de la façade est de la baie du Bengale facilité par le bas niveau marin. L'Irrawadi, fleuve majeur de cette façade, se jette dans la mer d'Andaman en haut niveau marin et alimente la partie est de la baie en période de bas niveau marin (Colin et al., 1999). Cette signature de l'Irrawady et de la chaîne indo-birmane qu'il draine a été mise en évidence dans la partie médiane du système turbiditique par Joussain et al. (2016).

La partie médiane semble avoir été alimentée pendant le stade isotopique 7, ce qui implique un fonctionnement différent entre la partie médiane et la partie distale du système turbiditique, mais également entre le stade isotopique 7 et le stade isotopique 5 (Tableau VI.2) : avant 125 ka BP, le fonctionnement de plusieurs canyons turbiditiques (Curry et al., 2003, Figure II.4) a pu permettre une alimentation relativement continue du système turbiditique, avant la mise en place du canyon SoNG et ainsi expliquer l'alimentation de l'ensemble des chenaux turbiditiques dans la partie médiane du système au stade isotopique 7. Durant cette même période, la partie distale du Bengal fan n'est pas alimentée (Tableau VI.2). Comme cela a été décrit dans la partie précédente 4.1.3., un changement d'activité turbiditique s'enregistre à partir du stade isotopique 6 dans la partie médiane du Bengal fan, tandis qu'un changement morphologique s'opère sur le plateau continental (Hubscher and Spiess, 2005). La baisse très importante du niveau marin à la fin du stade isotopique 6 (Hubscher and Spiess, 2005, Figure IV.4) a sans doute permis la mise en place du SoNG (Tableau VI.2). Ce canyon majeur drainant l'ensemble des décharges sédimentaires a provoqué la migration des systèmes chenaux-levées vers l'ouest décrite par Curry et al. (2003). Cette migration n'a cependant pas eu lieu aux alentours de 125 ka BP, mais semble s'être produite un peu plus tôt, lors du stade isotopique 6 (cf Figure II.4). Le SoNG, qui reconcentre les écoulements turbiditiques en période de bas niveau marin, provoque ainsi une déconnexion du système turbiditique et de l'embouchure du Gange-Brahmapoutre au cours de la remontée du niveau marin entre les stades isotopiques 6 et 5 et un arrêt de l'activité turbiditique à proximité du chenal E4 (Tableau VI.2).

Tableau VI.2 : Synthèse sur l'activité sédimentaire du système sous-marin depuis le plateau continental jusqu'à la partie distale du Bengal fan, depuis le stade isotopique 8.

	MIS 1	MIS 4-3-2	MIS 5	MIS 6	MIS 7	MIS 8		
Plateau continental	Nord	Delta subaquatique Niveau marin haut	Système rétrogradant Niveau marin bas (~145 km au sud du niveau actuel)	Système transgressif Niveau marin haut	Système progradant Niveau marin bas (~170 km au sud du niveau actuel)	Système transgressif Niveau marin haut	Système aggradant Niveau marin bas (~160 km au sud du niveau actuel)	Hubscher and Spiess, (2005); Goodbred and Kuehl, (2000)
	Est	Irrawady alimente la Mer d'Andaman	Irrawady alimente la Baie du Bengale	Irrawady alimente la Mer d'Andaman	Irrawady alimente la Baie du Bengale	Irrawady alimente la Mer d'Andaman	Irrawady alimente la Baie du Bengale	Colin et al., (1999), cette étude
Canyons	Un canyon unique, le SoNG	Un canyon unique, le SoNG	Un canyon unique, le SoNG	Un canyon unique, le SoNG	Plusieurs canyons	Plusieurs canyons	Curry et al., (2003), cette étude	
Partie médiane du Bengal fan	Activité turbiditique intense confinée au chenal actif	Activité turbiditique réduite dans le chenal E4	Pas d'activité turbiditique enregistrée	Activité turbiditique réduite dans le chenal E4	Activité turbiditique réduite dans le chenal E4	-	cette étude	
Partie distale du Bengal fan	-	Activité turbiditique dans le chenal E6	Pas d'activité turbiditique enregistrée	Activité turbiditique dans le chenal E6	Pas d'activité turbiditique enregistrée	Activité turbiditique réduite dans le chenal E6	cette étude	

6.2.2. A l'échelle du dernier cycle climatique

A l'échelle du dernier cycle climatique, le canyon SoNG est réactivé lors de la régression marine entre les stades isotopiques 5 et 4 (Tableau VI.2). Les chenaux E4 (partie médiane) et E6 (partie distale) sont eux aussi réactivés et ré-empruntés par les écoulements turbiditiques en période de bas niveau marin c'est-à-dire pendant les stades isotopiques 2-3-4 (Tableau VI.2). Les fréquences turbiditiques enregistrées dans la partie médiane et distale du Bengal fan à proximité des chenaux E4 et E6 sont cependant relativement réduites, entre 1 et 20 turbidites/ 10 ka BP.

Afin d'expliquer l'activité turbiditique enregistrée dans le système, deux hypothèses peuvent être émises, notamment en période de bas niveau marin lors de la bonne connexion entre les fleuves et le canyon :

- (1) Les proxies de décharges sédimentaires (ie. salinité et $\delta^{18}\text{O}$) dans la baie du Bengale semblent indiquer une diminution importante de ces décharges au cours du dernier maximum glaciaire (Cullen, 1981; Duplessy, 1982). Cette diminution des décharges, combinée à une division des écoulements turbiditiques dans l'ensemble des systèmes chenaux-levées présents dans la baie à cette époque, peuvent expliquer une activité turbiditique présente mais réduite dans chacun des systèmes chenaux-levées. Cette théorie est soutenue par Curry et al. (2003) qui explique qu'en période de bas niveau marin, les sédiments sont exportés dans l'ensemble de la baie du Bengale, ce qui est supporté par l'enregistrement de l'activité turbiditique à proximité des chenaux E4 et E6, dans la partie médiane et dans la partie distale du système.
- (2) Un chenal actif formé directement à l'embouchure du canyon SoNG se met en place et draine la majeure partie des écoulements turbiditiques, comme c'est le cas des derniers 14,5 ka cal BP. Dans la zone proximale de ce chenal actif (Figure VI.1), les

écoulements peuvent avoir tendance à déborder dans les chenaux précédemment formés et ainsi les alimenter et expliquer l'activité turbiditique réduite enregistrée dans les chenaux E4 et E6. Cette hypothèse de système chenal-levées construits en bas niveau marin à l'embouchure du canyon principal a été décrite dans le cas du système turbiditique de l'Indus (Prins et al., 2000).

L'étude du chenal actif (Weber et al., 1997 ; Fournier et al., 2016) révèle que sa mise en place a débuté à ~14,5 ka cal BP et fait suite à l'arrêt de l'activité turbiditique à proximité des chenaux E4 et E6, c'est-à-dire pendant le début de la remontée du niveau marin (Figure VI.4). La partie III de ce chapitre et la publication associée montrent que la construction du chenal actif s'est faite principalement sur 5300 ans BP (entre 14,5-9,2 ka cal BP), pendant la remontée du niveau marin, avec une fréquence d'activité turbiditique comprise entre 13 et 44 turbidites/100 ans. Ces fréquences représentent en moyenne plus de 270 fois les fréquences enregistrées en bas niveau marin à proximité des chenaux E4 et E6. La bonne connexion entre les systèmes fluviaux et le chenal actif, ainsi que les décharges sédimentaires importantes en raison de l'intensification de la mousson d'été à cette époque (augmentation de 35% des décharges sédimentaires par rapport au dernier maximum glaciaire, Prell and Kutzbach, 1987), ont sans doute fortement contribué au développement rapide du chenal actif (Figure VI.4).

L'ensemble des systèmes chenaux-levées dans la partie médiane du Bengal fan ayant des dimensions similaires à celles du chenal actif (cf partie 2.2), il est donc probable que ces systèmes chenaux-levées se soient mis en place dans un délai relativement court comme le chenal actif (~5000 ans). Il faut donc pour cela une très bonne connexion entre les systèmes fluviaux et le système profond, ce qui passe par un niveau marin bas.

Ainsi, lorsque les fleuves GB sont directement connectés au canyon, les fortes décharges fluviales accentuées par l'intensification de la mousson d'été permettent de construire rapidement des systèmes chenaux-levées bien développés (Figure VI.4). Ces systèmes vont avulser fréquemment en raison des flux terrigènes très élevés et former la succession de systèmes chenaux-levées visibles dans la baie du Bengale, pendant que les anciens systèmes chenaux-levées enregistrent une sédimentation hémipélagique après avulsion, ce qui est également décrit par Curray et al. (2003).

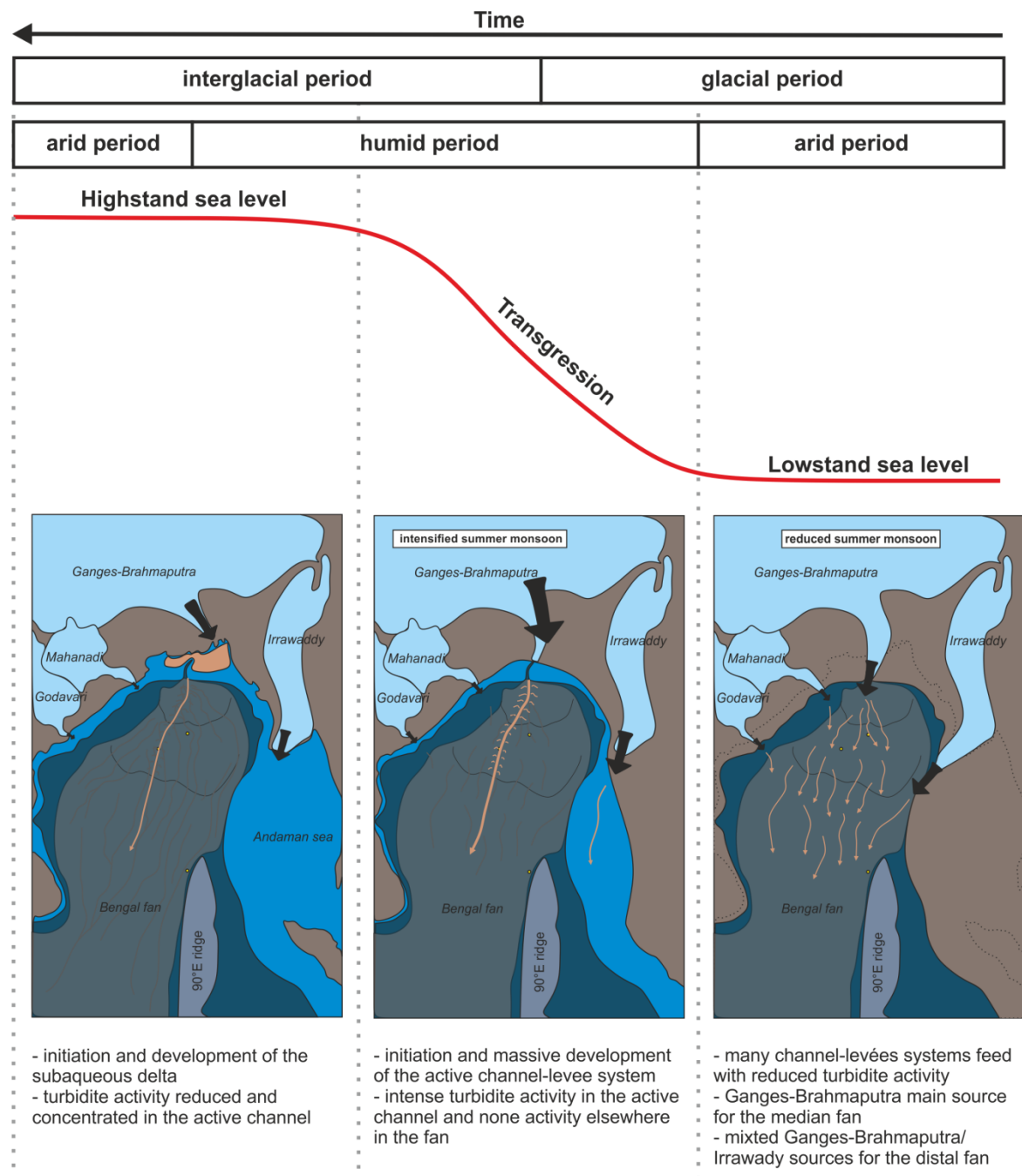


Figure VI.4 : Modèle schématique d'alimentation du Bengal fan en fonction des variations du niveau marin et de l'intensité de la mousson. Mise en évidence de l'alimentation des chenaux turbiditiques en bas niveau marin et de la construction du chenal actif pendant la transgression marine. Présentation des sources différentes potentielles dans la partie médiane et dans la partie distale du système turbiditique.

En période de haut niveau marin, aucune activité turbiditique ne se produit à proximité des chenaux E4 et E6. Ceci semble lié à la déconnexion fleuve-canyon et à la mise en place du delta sur le plateau continental pour la même période. Le chenal actif enregistre toujours une activité turbiditique importante (1-2 turbidites/100 ans). Les écoulements se concentrent donc dans le chenal actif situé à l'embouchure directe du canyon en période de haut niveau marin (Figure VI.4).

Les résultats obtenus sur les différentes carottes MONOPOL permettent ainsi de confirmer l'hypothèse de Curray et al. (2003) selon laquelle en période de bas niveau marin, les sédiments sont exportés dans l'ensemble du système turbiditique, tandis qu'en haut niveau marin, les sédiments exportés se concentrent uniquement dans le système chenal-levées actif (Figure VI.4). Le bas niveau marin facilite également les apports sédimentaires des marges ouest et est de la baie du Bengale vers le système turbiditique, avec notamment une influence du Godavari et du Mahanadi dans la partie ouest de la baie, déjà décrite précédemment (Kolla et al., 1976; Kolla and Biscaye, 1977) et l'influence de la marge est de la baie et de l'Irrawady sur la partie médiane et distale du Bengal fan (Colin et al., 1999; Jousain et al., 2016, Figure VI.4).

Ainsi le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre présente un mode de dispersion des sédiments largement contrôlé par la position du niveau marin relatif. En lien avec la variabilité de la position du niveau marin, la variabilité des décharges sédimentaires en réponse au forçage de la mousson semble également influencer la construction et le développement du Bengal fan, notamment au cours de l'Holocène. La compréhension de l'activité du plus grand système turbiditique au monde ne peut être totale avec seulement trois enregistrements sédimentaires dans le système. Cependant, le choix judicieux de ces sites d'échantillonnage a permis de fournir une compréhension globale du fonctionnement du système, sur plusieurs cycles climatiques mais également une compréhension détaillée du fonctionnement du chenal actif au cours de l'Holocène.

Chapitre 5 - Comparaison des grands systèmes source-to-sink dans l'océan Indien

Ce chapitre permet de mettre en exergue les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques des deux systèmes turbiditiques décrits dans les chapitres précédents et de les comparer aux deux autres principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien, à savoir le système turbiditique de l'Indus et le système turbiditique du Zambèze. Nous avons utilisé une approche descriptive des systèmes source-to-sink, depuis la zone de production des sédiments jusqu'à la zone de dépôts terminaux et ce afin de comprendre les forçages impactant la morphologie et la sédimentation au sein même des systèmes turbiditiques profonds.

Si la recherche bibliographique sur le système turbiditique de l'Indus s'est révélée relativement riche à la fois en ce qui concerne sa description morphologique et son activité sédimentaire (Kolla and Coumes, 1985; Kenyon et al., 1995; Prins et al., 2000; Clift et al., 2002; Govil and Naidu, 2008; Bourget et al., 2013; Clift et al., 2014), la recherche sur le système turbiditique du Zambèze s'est avérée moins fructueuse. Malgré l'importance de ce système turbiditique, il a été très peu étudié depuis les années 80 (Kolla et al., 1980; Droz and Mougenot, 1987). Quelques publications commencent à apparaître sur la sédimentation dans la partie proximale à l'embouchure du Zambèze (Just et al., 2014; van der Lubbe et al., 2014). Des études très récentes commencent à voir le jour sur ce système, notamment avec le projet IFREMER PAMELA grâce auquel le système a pu être à nouveau exploré sur environ 1000 km de long (Jorissen et al., 2015; Landurain et al., 2015; Ponte et al., 2015). Nous comparerons donc dans ce chapitre les morphologies et l'activité sédimentaire des quatre grands systèmes source-to-sink de l'océan Indien ainsi que les forçages expliquant leurs similitudes et leurs différences.

I. Présentation de l'océan Indien et des grands systèmes turbiditiques

Ces systèmes turbiditiques se mettent en place dans des bassins sédimentaires relativement profonds (jusqu'à 5000-6000 m de profondeur) et sont contraints par les reliefs tectoniques que sont les différentes rides, dorsales et zones de fractures présentes sur le fond marin (Figure I.1). Des systèmes sont également décrits sur façade nord-ouest de la marge, tels que le système turbiditique du Makran (Bourget et al., 2010a, 2011) et le système turbiditique d'Al-Batha (Bourget et al., 2010b), mais ne seront pas étudiés dans ce chapitre, en raison de leurs dimensions modestes.

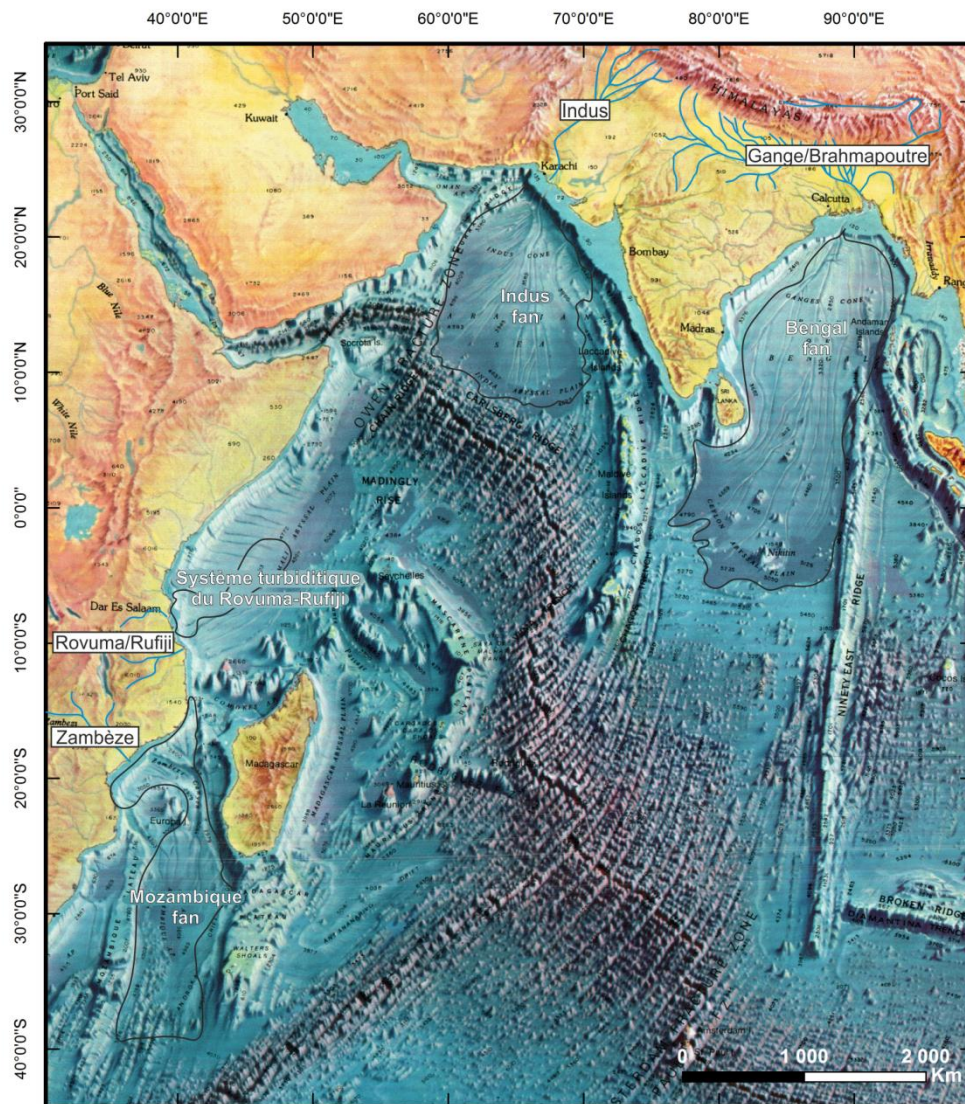


Figure I.1 : Première carte des fonds marins de l'océan Indien réalisée par Heezen and Tharp (1967). Position des 4 principaux grands systèmes turbiditiques de l'océan Indien et des principaux bassins versants associés.

II. Morphologie des grands systèmes source-to-sink de l'océan Indien

L'ensemble des principales caractéristiques morphologiques des quatre systèmes source-to-sink sont recensées dans le Tableau II.1.

Tableau II.1 : Caractéristiques générales et dimensions des quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien.

	Système turbiditique du Gange-Brahmapoutre	Système turbiditique de l'Indus	Système turbiditique du Rovuma-Rufiji	Système turbiditique du Zambèze
Bassins versants	-Gange-Brahmapoutre et leurs tributaires himalayens : 1 830 000 km ² -Précipitations annuelles : 500 - >4000 mm/an ⁽¹⁾ -Décharge sédimentaire : ~1 000 000 000 t/an ⁽²⁾	-Indus et ses tributaires himalayens : 966 000 km ² -Précipitations annuelles : <500-3500 mm/an ⁽³⁾ -Décharge sédimentaire : ~460 000 000 t/an ⁽⁴⁾	-Rovuma/Lukuledi/Mbenkuru/Marudu/Rufiji : 525 000 km ² -Précipitations annuelles : 800-2400 mm/an ⁽⁵⁾ -Décharge sédimentaire : ~17 000 000 t/an ⁽⁶⁾ -Décharge sédimentaire totale estimée : ~30 000 000 t/an	-Zambèze : ~1 500 000 km ² -Précipitations annuelles : 800-1600 mm/an ⁽⁸⁾ -Décharge sédimentaire : ~100 000 000 t/an ⁽⁷⁾
Dimensions générales du système turbiditique	-Longueur : 2800-3000 km ⁽⁴⁾ -Largeur max : 1430 km ⁽⁴⁾ -Superficie : ~3 000 000 km ² ⁽⁴⁾	-Longueur : 1500 km ⁽¹⁶⁾ -Largeur max : 960 km ⁽¹⁶⁾ -Superficie : ~1 100 000 km ² ⁽¹⁶⁾	-Longueur : ~1200 km -Largeur max : 280 km -Superficie : ~300 000 km ²	-Longueur : 1800 km ⁽¹³⁾ -Largeur max : 400 km ⁽¹³⁾ -Superficie : ~1 413 870 km ²
Pente du système turbiditique	-Partie proximale : 5.7 m/km ⁽⁴⁾ -Partie médiane : 1.7 m/km ⁽⁴⁾ -Partie distale : <1 m/km ⁽⁴⁾	-Partie proximale : 2 m/km ⁽¹⁶⁾ -Partie médiane : 1 à 2 m/km ⁽¹⁶⁾ -Partie distale : 1 m/km ⁽¹⁶⁾	-Pente supérieure : 27.2 m/km -Bassin de Makonde : 2.4 m/km -Pente inférieure : 1.2 m/km	-Partie proximale : 2.6 m/km -Partie médiane : 1.4 m/km -Partie distale : <1 m/km
Plateau continental	-Plateau continental large : ~150 km -Delta subaérien : une partie active et une partie abandonnée ⁽⁸⁾ -Delta subaérien : très développé ⁽⁸⁾	-Plateau continental large : ~150 km -Delta subaérien : une partie active et une partie abandonnée ⁽⁶⁾ -Delta subaérien : peu développé ⁽⁶⁾	-Plateau continental étroit : 3-10 km, sauf delta du Rufiji (~50 km)	-Plateau continental : 3-60 km sauf delta du Zambèze (~150 km)
Canyons	-Canyon unique, le SoNG ⁽⁴⁾ : 200 km de long et 1 km de profondeur -Anciens canyons comblés décrits sur le plateau continental ⁽⁴⁾	-Canyon principal : 185 km de long et plus de 1.6 km de profondeur ^(10,11) -Anciens canyons comblés décrits sur le plateau continental ⁽⁶⁾	~17 canyons : 50-150 km de long et 400-600 m de profondeur	~13 canyons ⁽⁸⁾ : 50-150 km de long
Chenaux	Nombreux chenaux méandriformes, avec des levées développées, dont un chenal actif ⁽¹²⁾	Nombreux chenaux méandriformes, avec des levées développées, dont un chenal actif ⁽¹¹⁾	Un chenal rectiligne unique avec pas ou peu de levées sédimentaires	Un chenal rectiligne unique avec pas ou peu de levées sédimentaires ^(13,14,15)
Lobes	Pas de données	Présence potentielle de lobes sableux dans la partie distale du système ⁽¹⁶⁾	- Une CLTZ bien marquée : 50 km de long - Une zone de lobes distaux : ~49 000 km ²	CLTZ et Zone de lobes distaux ⁽¹⁷⁾

Sources :

- (1) Bookhagen et Burbank, 2010
- (2) Milliman et Syvitsky, 1992
- (3) Wells et Coleman, 1985
- (4) Emmel et Curray 1983
- (5) Nicholson, 2000
- (6) Hovius, 1998
- (7) Lisitzin et Rodolfo, 1972
- (8) Rogers, 2012
- (9) Vanney et Mougnot, 1986
- (10) Prins, 2000
- (11) Kenyon et al., 1995
- (12) Curray et al., 2003
- (13) Kolla et al., 1980
- (14) Landrain et al., 2015
- (15) Droz et Mougnot, 1987
- (16) Kolla et Coumes, 1987
- (17) Ponte et al., 2015

2.1. Les bassins versants

Les bassins versants du Gange et du Brahmapoutre cumulés forment le plus grand bassin de drainage de l'océan Indien (1 830 000 km², Tableau II.1), suivi par le bassin du Zambèze (1 500 000 km², Tableau II.1), celui de l'Indus (966 000 km², Tableau II.1) et enfin celui des fleuves tanzaniens (370 000 km², Tableau II.1). L'Indus, le Gange et le Brahmapoutre drainent tous les trois la chaîne himalayenne dont les reliefs atteignent près de 8800 m d'altitude. Leurs bassins versants subissent des précipitations annuelles moyennes comprises entre moins de 500 mm/an et plus de 4000 mm/an (Bookhagen and Burbank, 2010). Les décharges fluviales, conditionnées par ces précipitations, peuvent être également impactées par la fonte des glaces, comme c'est le cas du Satluj, affluent majeur de l'Indus, pour lequel 60% des décharges correspondent à la fonte des glaciers himalayens (Singh and Jain, 2002). Le Rovuma, le Rufiji et le Zambèze, drainent l'Afrique de l'est, dont les reliefs atteignent au maximum 2900 m d'altitude et les bassins versants subissent des précipitations annuelles moyennes de 800 mm/an à 2400 mm/an (Nicholson, 2000).

Les bassins versants du Gange et du Brahmapoutre drainent donc les plus hauts reliefs, présentent la plus grande superficie et enregistrent les plus fortes décharges sédimentaires (1 milliard de tonnes/an ; Milliman and Syvitski, 1992, Tableau II.1). Le bassin versant de l'Indus est soumis au même régime climatique (mousson indo-asiatique) et draine des reliefs similaires. Ses décharges sédimentaires sont réduites à moins de la moitié des décharges du Gange et du Brahmapoutre (460 millions de tonnes/an ; Wells and Coleman, 1985 ; Tableau II.1) ce qui s'explique principalement par une superficie de son bassin versant plus réduite.

Le bassin versant du Zambèze est également soumis à un régime climatique de mousson, la mousson africaine. Si la superficie du bassin versant est relativement proche de celle du Gange et du Brahmapoutre (Tableau II.1), les décharges sédimentaires sont dix fois inférieures à celle de ces deux fleuves (100 millions de tonnes/an, Lisitzin and Rodolfo, 1972 ; Tableau II.1). Dans le cas des bassins versants du Rovuma et du Rufiji, seules les décharges sédimentaires du Rufiji ont pu être trouvées dans la littérature, représentant ainsi près de 17 millions de tonnes/an (Hovius, 1998). La surface de bassin versant du Rovuma étant légèrement inférieure à celle du Rufiji mais étant cependant soumis aux mêmes conditions climatiques et au même relief, on peut supposer que les décharges sédimentaires du Rovuma sont relativement proportionnelles à celles du Rufiji. On estime ainsi des décharges sédimentaires pour les fleuves tanzaniens aux alentours de 30 millions de tonnes/an, ce qui est relativement proportionnel aux données du Zambèze, qui présente un bassin versant 3 fois supérieur en taille et des décharges sédimentaires également 3 fois supérieures (Tableau II.1).

Summerfield and Hulton (1994) démontrent que pour des bassins versants supérieurs à 500 000 km², les décharges sédimentaires sont fortement corrélées à la présence des reliefs sur le bassin versant. Ces reliefs ont une influence directe sur les décharges sédimentaires au travers de la pente qu'ils confèrent au système mais également au regard de l'activité tectonique qui s'y déroule (Milliman and Syvitski, 1992; Summerfield and Hulton, 1994; Milliman and Farnsworth, 2011).

Si ces quatre grands systèmes source-to-sink ont tous des bassins versants qui drainent des reliefs montagneux, ces reliefs ne représentent que 5 à 30% des bassins versants, les plaines alluviales étant majoritairement dominantes. Par le biais de forçages autocycliques (abandon de méandres, subsidence de la plaine, ...) ces zones de plaines sont capables de stocker des sédiments et ainsi de temporiser les décharges sédimentaires vers le domaine marin profond (Métivier and Gaudemer, 1999 ; Castelltor and Van Den Driessche, 2003 ; Wittmann et al., 2011). De cette façon, le stockage de sédiments dans le bassin versant engendre des décalages spatiaux et temporels dans le transfert des sédiments. Dans le cas des fleuves Gange, Brahmapoutre et Indus, il semblerait que leurs décharges sédimentaires soient restées relativement constantes tout au long du Quaternaire, en raison notamment de la capacité de stockage des bassins versants, jouant le rôle de zone tampon (Métivier and Gaudemer, 1999).

Si nous ne disposons pas d'informations au sujet du stockage des sédiments dans les bassins versant du Rovuma-Rufiji ou du Zambèze, il semble cependant que leurs superficies, la présence de reliefs tectoniquement actifs et de grandes plaines alluviales puissent suffire à dire qu'ils sont eux aussi capable de réguler la production sédimentaire par stockage dans leurs plaines alluviales.

Ces quatre grands systèmes sont donc de type « buffered », c'est-à-dire capables de contrôler les décharges sédimentaires à leurs embouchures en stockant des sédiments dans les bassins versants, sous l'influence de forçages autocycliques et allocycliques (Covault et al., 2013).

2.2. Caractéristiques générales des systèmes turbiditiques

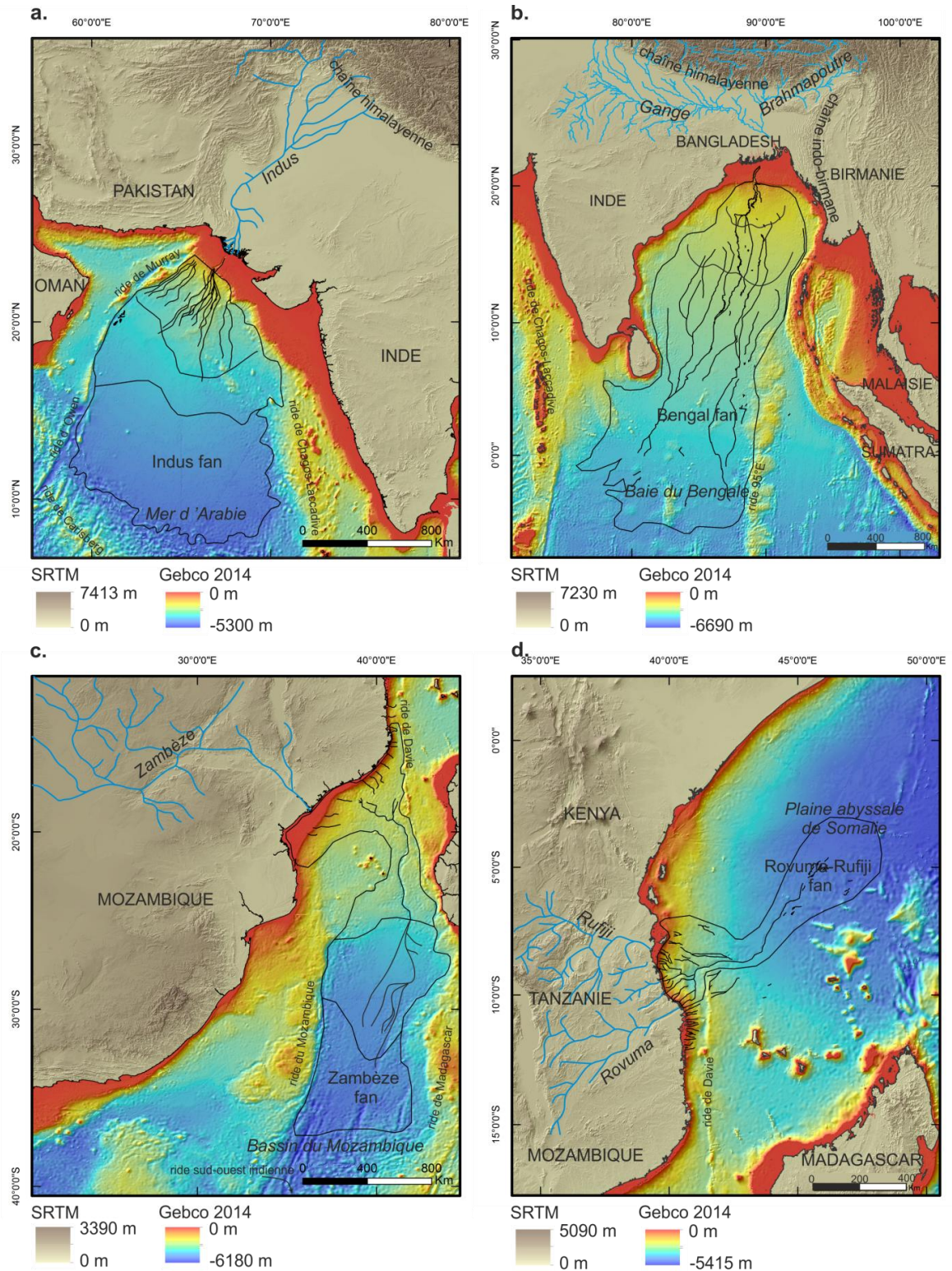
Le plus grand système turbiditique du monde est le système du Gange-Brahmapoutre. Il s'étale sur une surface de près de 3x10⁶ km², sur 2800-3000 km de long, sur une largeur maximale de 1430 km et une épaisseur atteignant les 16 km (Tableau II.1, Figure II.1). Il est divisé en trois parties en fonction de la pente du système dans la baie du Bengale (Emmel and Curray, 1983), à savoir la partie proximale, avec une pente moyenne de 5.7 m/km, la partie

médiane, avec une pente moyenne de 1.7 m/km et enfin la partie distale, ayant une pente moyenne inférieure à 1 m/km (Tableau II.1, Figure II.1).

Le système turbiditique de l'Indus, localisé sur la même façade de l'océan Indien, s'étend sur près de 1500 km de long et au maximum sur 960 km de large pour une superficie de près de 1.1×10^6 km² (Kolla and Coumes, 1985), Figure II.1a.). Il est limité : à l'est par les marges continentales de l'Inde et du Pakistan et par la ride sous-marine de Chagos-Laccadive ; à l'ouest et au nord par les rides d'Owen et de Murray et au sud par la ride de Carlsberg (Figure II.1a.). Divisé en trois parties également (Kolla and Coumes, 1985), la partie proximale du système présente une pente moyenne de 2 m/km, la partie médiane de 1 à 2 m/km et la partie distale de 1 m/km.

Le système turbiditique du Zambèze, système turbiditique majeur de la façade ouest de l'océan Indien, s'étend sur près de 2500 km de long et au maximum sur 700 km de large. Il présente donc une superficie d'environ 1.4×10^6 km² (Figure II.1c.). Il est limité ; à l'ouest par la ride du Mozambique, à l'est par Madagascar et sa ride sous-marine, au nord par la ride de Davie et au sud par la ride sud-ouest indienne (Figure II.1c.). Divisé en trois parties également, ses pentes sont comparables à celles du système turbiditique de l'Indus, avec en partie proximale une pente moyenne de 2.6 m/km, une pente moyenne de 1.4 m/km dans la partie médiane et inférieure à 1 m/km dans la partie distale (Tableau II.1, Figure II.1).

En utilisant les données étudiées au cours de cette thèse, le système turbiditique du Rovuma-Rufiji apparaît comme 10 fois plus petit que le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (Tableau II.1, Figure II.1). Il présente une longueur estimée de plus de 1200 km de long et une largeur maximale estimée de 280 km (Tableau II.1, Figure II.1). Ce système a lui aussi été divisé en trois parties en fonction de la pente : la pente supérieure, incisée par les canyons, présentant une pente moyenne de 27.2 m/km, le bassin de Makonde, ayant une pente moyenne de 2.4 m/km et enfin la pente inférieure, ayant une pente moyenne de 1.2 m/km (Tableau II.1, Figure II.1).



2.3. Le plateau continental

La largeur des plateaux continentaux est influencée par plusieurs paramètres, tels que les changements du niveau marin, les quantités d'apports sédimentaires, ainsi que les processus de subsidence et de compaction ou encore la nature de la marge (Sømme et al., 2009). En général, les grands systèmes turbiditiques se caractérisent par un plateau continental très large (Sømme et al., 2009). C'est en effet le cas des systèmes du Gange-Brahmapoutre et de l'Indus (environ 150 km de large, Tableau II.1, Figure II.2), tandis que le système du Rovuma-Rufiji présente un plateau continental relativement réduit (<10 km, Tableau II.1, Figure II.2), excepté au niveau du delta du Rufiji où il dépasse 40 km de large. Le système du Zambèze présente un plateau continental de dimensions moyennes, entre 3 et 60 km de large, excepté au niveau du delta du Zambèze où il atteint 150 km de large (Figure II.2).

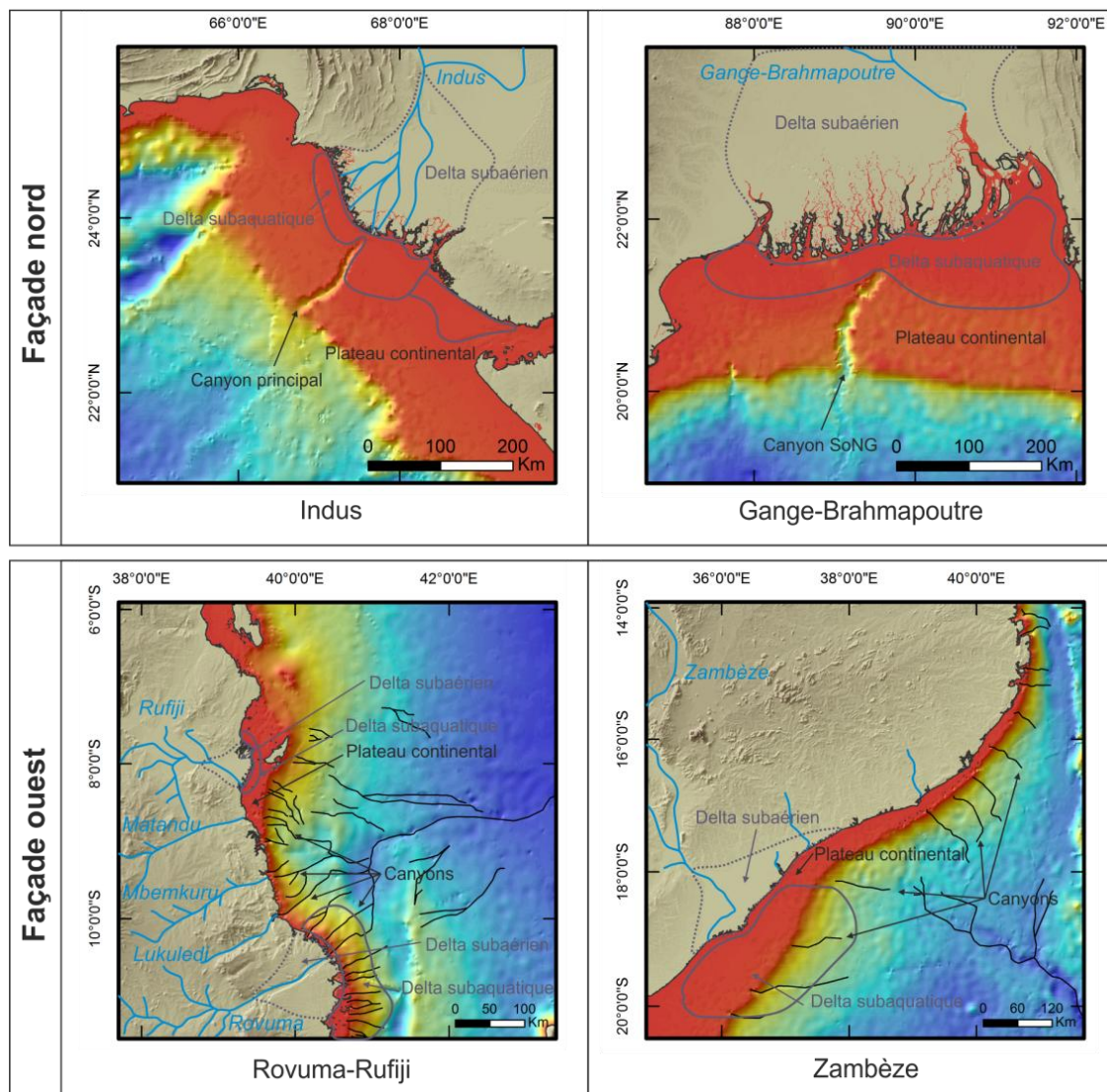


Figure II.2 : Plateau continental au niveau des quatre grands systèmes source-to-sink de l'océan Indien, sur la façade nord et la façade ouest. La position des deltas de l'Indus, du Gange-Brahmapoutre, de la Rovuma et du Zambèze proviennent respectivement des publications Clift et al., 2014 ; Rogers, 2012 ; Mahanjane and Franke, 2014 ;

Walford et al., 2005. Les canyons du Rovuma-Rufiji proviennent de la publication en cours (Fournier et al., *soumis*). Les canyons du Zambèze proviennent de la carte réalisée par Vanney et Mougenot en 1986.

2.3.1. *Les deltas*

Les deux grands systèmes source-to-sink de la façade nord de l'océan Indien présentent des deltas bien développés, ayant tous une partie subaérienne et une partie subaquatique (Kuehl et al., 1997; Rogers, 2012; Wells and Coleman, 1985), pouvant ainsi apporter rapidement de grands volumes de sédiments dans le système turbiditique (Stow et al., 1985).

Les systèmes source-to-sink de la façade ouest présentent des deltas continentaux visibles mais plus réduits et si des études ont tenté de montrer l'évolution de l'activité sédimentaire des deltas subaquatiques du Rovuma ou du Zambèze sur des grandes échelles temporelles (depuis le Jurassique) dans un intérêt pétrolier (Mahanjane and Franke, 2014; Walford et al., 2005), aucune étude ne permet de savoir s'il existe encore à l'actuel de réels deltas subaquatiques sur le plateau. Les deltas représentés proviennent donc des études sur les systèmes réalisées à grande échelle de temps (Mahanjane and Franke, 2014; Walford et al., 2005 ; Figure II.2).

Les caractéristiques morphologiques et sédimentologiques des deltas sont fonction de différents forçages, tels que le climat, les décharges sédimentaires, la nature des sédiments, l'amplitude des marées et l'énergie des vagues, les courants, la pente du plateau continental ou encore l'activité tectonique (Coleman and Wright, 1975). La principale caractéristique commune à l'ensemble des deltas sédimentaires est leur capacité à accumuler des sédiments détritiques très rapidement avant qu'ils ne soient remaniés par les processus marins (Wells and Coleman, 1985). Dans le cas du delta du Gange-Brahmapoutre, il a été montré qu'en condition de cyclones ou de fortes tempêtes, le delta subaquatique alimente en sédiments le canyon sous-marin et le système turbiditique profond (Michels et al., 2003). Le plateau continental au niveau de l'Indus est moins soumis aux cyclones, il s'agit donc principalement des crues de moussons qui vont alimenter le canyon sous-marin (Clift et al., 2014).

2.3.2. *Canyons sous-marins*

Dans le cas des systèmes source-to-sink de la façade nord de l'océan Indien, les systèmes profonds sont alimentés par un canyon majeur, tandis que sur la façade ouest, plusieurs canyons semblent alimenter les systèmes turbiditiques profonds (Figure II.2). Le canyon de l'Indus mesure près de 185 km de long et incise sur près de 1.6 km de profondeur (Kenyon et al., 1995; Prins et al., 2000), tandis que le canyon du Gange-Brahmapoutre mesure près de 200 km de long et incise sur ~1 km de profondeur (Sømme et al., 2009 ; Tableau II.1). Dans

le cas des systèmes turbiditiques de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, plusieurs générations de canyons ont été décrites, incisant le plateau continental et la pente puis se comblant de sédiments (Curry et al., 2003; Prins et al., 2000; Sømme et al., 2009).

Les canyons situés sur la façade ouest de l'océan Indien incisent sur des distances comprises entre 50 et 150 km et dans le cas des canyons du système du Rovuma-Rufiji, certains incisent sur près de 400 à 600 m de profondeur.

Le plateau continental, ses dimensions (largeur, profondeur et pente) et sa sédimentation, conditionnent donc l'alimentation du système profond par les systèmes fluviaux.

2.4. Les chenaux turbiditiques

L'étude de la morphologie générale des systèmes de chenaux turbiditiques des quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien révèlent des disparités entre les systèmes de la façade nord et les systèmes de la façade ouest (Figure II.3).

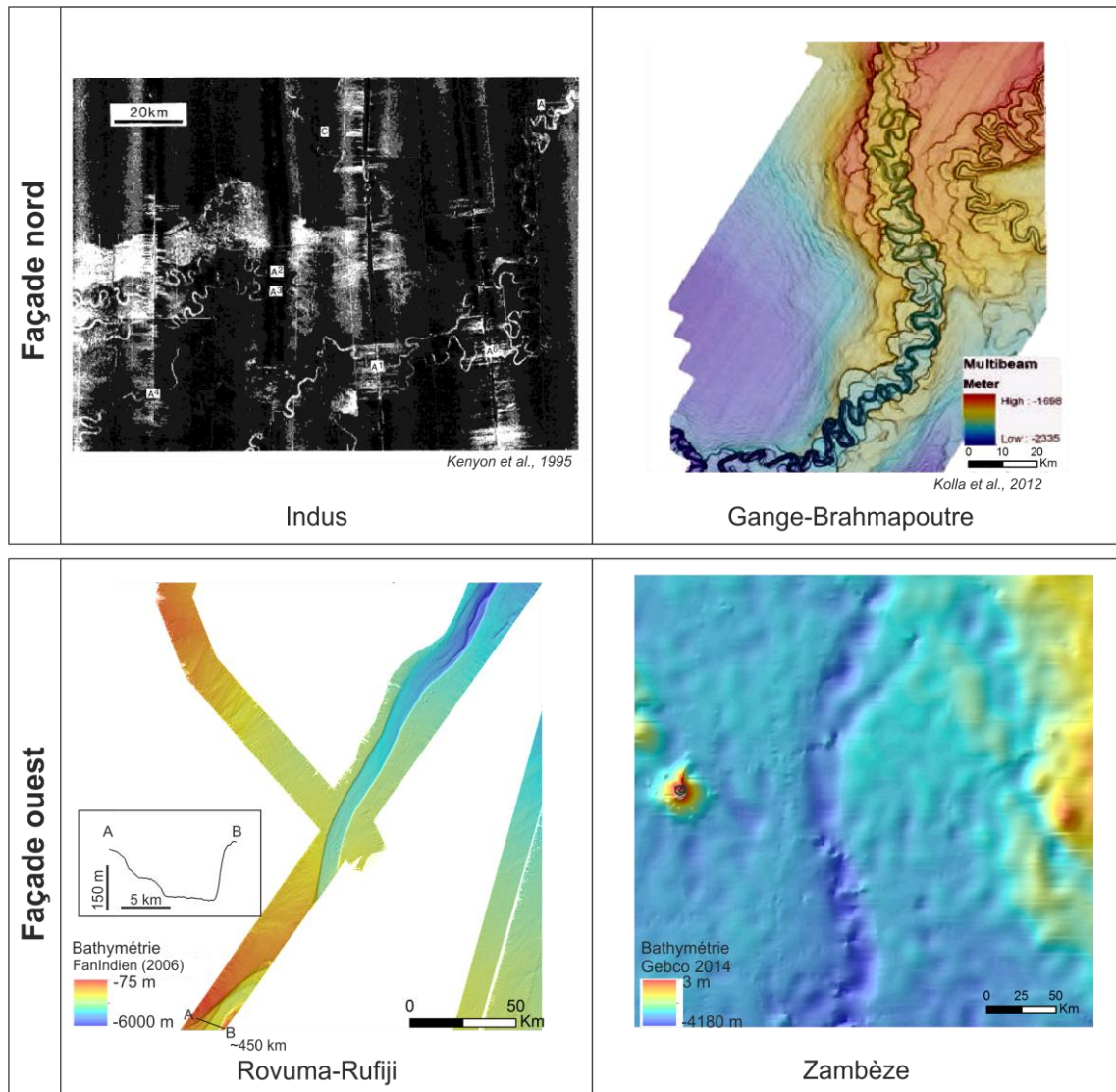


Figure II.3 : Données bathymétriques montrant la morphologie des chenaux turbiditiques actifs pour les quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien.

Les chenaux turbiditiques des systèmes du Gange-Brahmapoutre et de l'Indus sont méandriformes et présentent des terrasses sédimentaires bien visibles, comme dans le cas du chenal actif du système du Gange-Brahmapoutre (Figure II.3). Dans le cas de ces deux systèmes turbiditiques, plusieurs chenaux sont visibles sur le fond marin (Figure II.3), leurs multiplicités et leurs dispersions sont liées aux processus d'avulsion et de compensation topographique. Ce sont des chenaux de types constructifs, alimentés par des sédiments relativement fins, qui vont ainsi permettre une aggradation des chenaux avec la construction de puissantes levées sédimentaires (Figure II.4). Les carottes sédimentaires étudiées dans la partie médiane du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre révèle la présence de turbidites dont la granularité varie entre les silts fins et les sables très fins.

Dans sa partie proximale, le talweg du chenal principal de l'Indus se développe sur près de 150 m de haut, tandis que ses levées mesurent plus de 300 m de haut (Figure II.4). Dans sa partie médiane, le chenal actif du Gange-Brahmapoutre mesure près de 70 m de profondeur et construit des levées sédimentaires de plus de 100 m de haut (Figure II.4).

Les chenaux turbiditiques du Zambèze et du Rovuma-Rufiji sont eux très rectilignes (Figure II.3). A 450 km de l'embouchure du Zambèze, le chenal turbiditique est encaissé, ne possède pas de levées sédimentaires construites, présente une profondeur de près de 160 m et mesure près de 6 km de large (Landurain et al., 2015). Le chenal de Tanzanie a des dimensions similaires. En effet, à ~450 km de l'embouchure du Rovuma (Figure II.3), le chenal à fond plat, présentant seulement une petite levée construite sur son flanc nord, mesure près de 170 m de profondeur et 6 km de large. De même si l'on compare la morphologie de ces deux chenaux turbiditiques présentés sur la Figure II.4, on se rend compte des similitudes frappantes. Ils sont de types érosifs et drainent donc potentiellement des sédiments grossiers, ce que montre les dépôts turbiditiques décrit par Bourget et al. (2008) dans le chenal de Tanzanie, vont jusqu'aux sables grossiers. Le chenal turbiditique du Zambèze présente un flanc est plus haut que le flanc ouest, ce qui est dû à la force de Coriolis dans l'hémisphère sud qui affecte la construction du chenal. Cette dissymétrie des levées est beaucoup moins visible pour le chenal de Tanzanie, seule la petite levée construite (Figure II.5 dans Fournier et al., *soumis*, Chapitre 3) semble montrer l'effet de Coriolis, plus réduit à proximité de l'équateur.

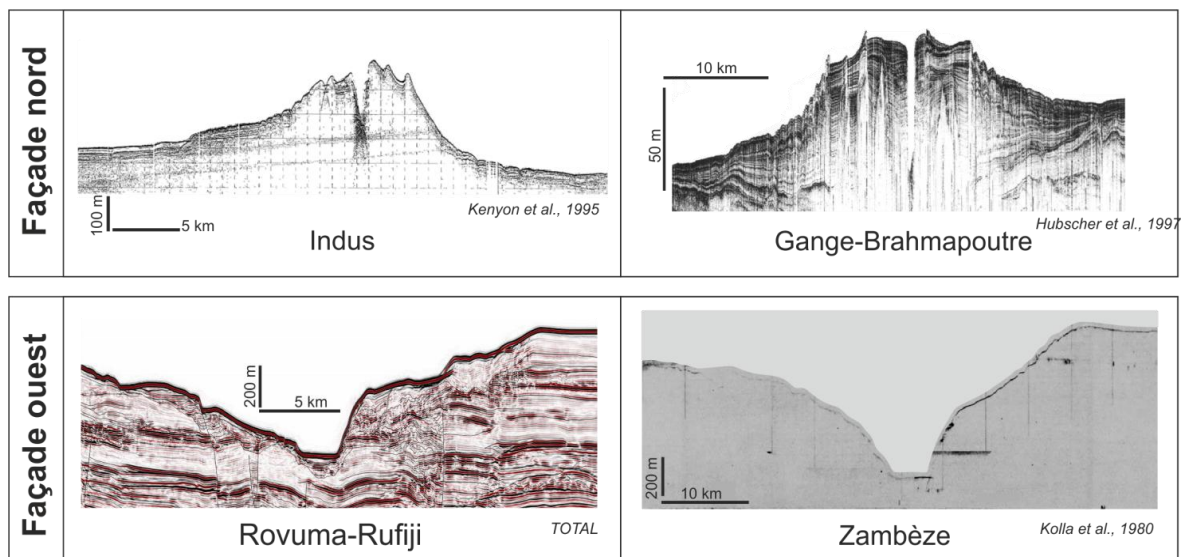


Figure II.4 : Données sismiques montrant la morphologie en coupe des chenaux turbiditiques actifs pour les quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien.

Les systèmes turbiditiques des façades nord et ouest de l'océan Indien reflètent donc les deux principaux types de chenaux turbiditiques, constructif et érosif, décrits entre autre par Galloway (1998) et Kneller (2003). Dans un premier temps nous allons présenter le modèle classique de développement des systèmes de chenaux, décrits précédemment pour les chenaux turbiditiques de type Indus, Gange-Brahmapoutre, Amazone, (Figure II.5a.). En parallèle, nous proposons le modèle de formation des chenaux de type érosif, issu du modèle proposé dans le chapitre 3, pour la construction du chenal de Tanzanie (Figure II.5b.).

Ainsi, les sédiments relativement fins exportés par les écoulements turbiditiques se déposent rapidement sous forme de levées sédimentaires qui vont aggrader et se propager vers l'aval au fur et à mesure des écoulements (Figure II.5a.). Ces levées pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur sont issues des débordements successifs des écoulements turbiditiques (phénomène de flow-stripping, Piper et Normark, 1983). Sur ces levées peuvent se mettre en place des « sediment waves », qui laissent à penser que les écoulements débordent à cet endroit (comme c'est le cas de ce que l'on peut observer sur les données bathymétriques de Kolla et al., 2012, sur la Figure II.3). Ces sédiments waves peuvent indiquer l'endroit où le chenal va potentiellement avulser, suite au phénomène d'*overspill* (Figure II.5a. ; Hiscott et al., 1997). La sinuosité des chenaux turbiditiques est élevée, en raison de la faible pente du système turbiditique. Les lobes qui se développent au débouché des chenaux sont relativement réduits, en raison de la construction des levées très importantes qui vont stocker la plupart des sédiments exportés.

Dans le cas d'un chenal érosif, les écoulements relativement grossiers et très puissants, vont permettre de déposer les sédiments sous forme de lobes non contraints. Ces écoulements non chenalés par la construction de levées vont ensuite ré-inciser la zone de lobes mise en place et par érosion régressive, vont progressivement remonter la pente pour rejoindre le chenal turbiditique. Ce processus d'incision régressive permet au chenal turbiditique de se propager vers l'aval sur de très longues distances et ainsi de transporter des sédiments grossiers sur plus de 1000 km. La mise en place de ces chenaux par érosion régressive permet d'expliquer l'absence d'avulsion dans ces systèmes. Etant donné l'encaissement du talweg, à plusieurs centaines de mètres sous le fond marin, les débordements sont relativement réduits et construisent ainsi seulement de petites levées sédimentaires, ce qui permet au système de développer une zone de lobes très étendue.

Précédemment les modèles de sédimentation turbiditique décrivant une source sédimentaire grossière semblaient montrer la construction de systèmes turbiditiques confinés en bas de pente continentale (Reading & Richard, 1994). La nouveauté de cette étude est la

mise en évidence de la présence de dépôts de lobes turbiditiques grossiers à plus de 800 km de l'embouchure des fleuves.

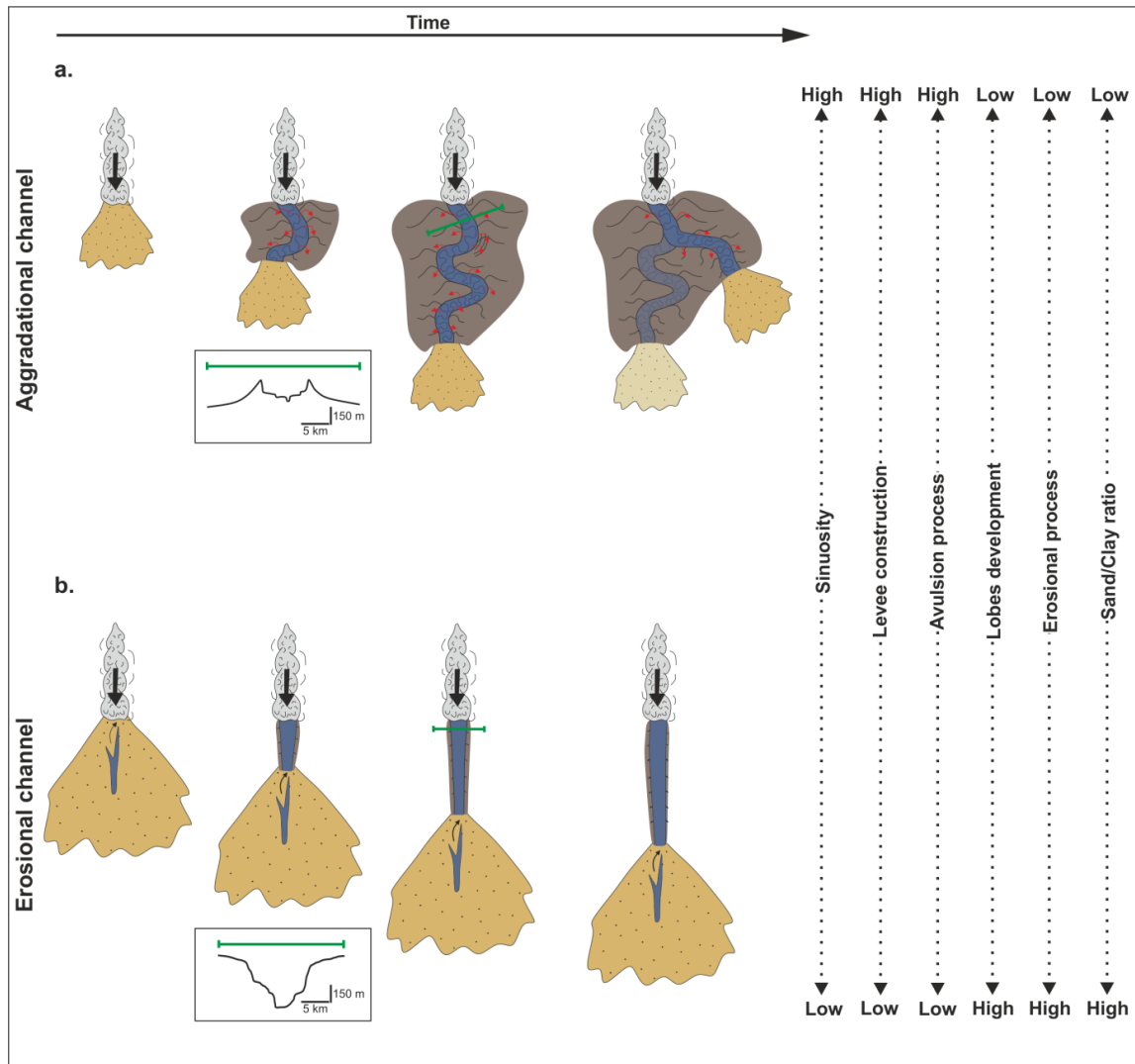


Figure II.5 : Modèle conceptuel de construction des chenaux de type aggradant (a) et érosif (b). Coupes transversales montrant la morphologie de ces chenaux, sur les exemples du chenal actif du système du Gange-Brahmapoutre et du chenal de Tanzanie du système du Rovuma-Rufiji. Les différences de sinuosité, construction des levées, des processus d'avulsion et d'érosion, du développement des lobes turbiditiques et du rapport sable/argile sont indiqués sur la droite de la figure.

Pour conclure sur ce modèle conceptuel, les chenaux constructifs se développent par construction de levées sédimentaires tandis que les chenaux érosifs se mettent en place par érosion régressive au niveau de la CLTZ.

2.5. La zone de lobes

Dans le cas du système turbiditique du Rovuma-Rufiji, nous avons pu étudier la présence d'une zone de transition chenal-lobes (CLTZ) bien marquée et de lobes détachés se déposant par compensation topographique à près de 50 km de la terminaison du chenal de Tanzanie, sur une surface minimum de 49 000 km² (Chapitre 3, Partie II). De grandes incisions ont

également été décrites dans cette zone de lobes, attestant de la puissance des écoulements et de leur caractère érosif.

Dans la partie distale du système turbiditique du Zambèze, Kolla et al. (1980) décrivent des carottes sédimentaires présentant une alternance de turbidites aux grains fins avec des dépôts hémipélagiques. A l'époque, ils n'étaient pas certains de pouvoir dissocier si ces dépôts turbiditiques ne correspondent pas plutôt à des dépôts contouritiques. C'est en 2015 que Ponte et al., (2015) tentent de cartographier pour la première fois la zone de transition chenal-lobes et les lobes du système turbiditique du Zambèze. Landurain et al. (2015) montrent que le chenal turbiditique du Zambèze s'évase autour de 24°S et se poursuit vers l'aval par une large zone d'érosion. Ainsi, les nouveaux travaux sur le système turbiditique du Zambèze depuis 2014 semblent mettre en évidence qu'il existe bien une zone de transition chenal-lobes et des lobes turbiditiques dans ce système profond.

Dans le cas du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre, aucune zone de lobes n'a été décrite. En effet, le leg ODP 116 réalisé en 1987 montre que dans la partie distale du système turbiditique, 7 faciès sédimentaires sont présents, allant des turbidites silteuses et argileuses à des faciès pélagiques (Stow et al., 1990). Etant donné les dimensions gigantesques du système turbiditique, si des lobes sableux existent dans la partie distale, ils doivent avoir des dimensions très réduites en comparaison aux dimensions du système.

Kenyon et al. (1995) décrivent des lobes sableux dans la partie médiane du système turbiditique de l'Indus qu'ils identifient par de fortes valeurs de réflectivité acoustique, une faible pénétration de la sismique 3.5 kHz et des carottages marins infructueux dans la zone en raison de la présence de sables. Ils décrivent également des chenaux méandriiformes au sein de ces lobes sableux, ce qui laisse à penser qu'il pourrait plutôt s'agir de dépôts de HARPs mis en place suite à l'avulsion d'un chenal. Dans la partie distale du système, une zone de diminution des dimensions des chenaux turbiditiques et un fort pourcentage de dépôts silto-sableux épais, pourrait correspondre à des dépôts de lobes (Kolla and Coumes, 1985).

Ainsi, si pour les systèmes turbiditiques du Rovuma-Rufiji et du Zambèze les CLTZ et les zones de lobes turbiditiques semblent bien présentes, dans le cas des systèmes de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre, la présence réelle de lobes sableux reste à définir.

Les lobes sableux, très développés de la façade ouest de l'océan Indien (et notamment dans le cas du système turbiditique du Rovuma-Rufiji) présentent un intérêt économique majeur de par leurs dimensions, leur forte continuité et leur nature. Ils peuvent correspondre à des réservoirs potentiels géants, qu'il apparait comme important d'intégrer dans l'élaboration des modèles de réservoirs anciens potentiels.

III. Les forçages enregistrés dans les grands systèmes turbiditiques indiens

Le fonctionnement sédimentaire au sein des systèmes turbiditiques est fonction de trois principaux forçages : la tectonique régionale, les apports sédimentaires et les variations du niveau marin relatif (Richards and Bowman, 1998). La sédimentation au sein même des systèmes turbiditiques est fonction de forçages autocycliques et allocycliques, qui interagissent entre eux et complexifient la compréhension de la morphologie et de l'activité sédimentaire. Il est donc important de comprendre l'ensemble des forçages impactant à la fois les flux sédimentaires provenant des bassins versants, le transit de ces sédiments ainsi que leurs dépôts, temporaires et terminaux.

3.1. Les systèmes turbiditiques de la façade ouest de l'océan Indien

3.1.1. A l'échelle de la mise en place des systèmes turbiditiques

Le système turbiditique du Rovuma-Rufiji et notamment le chenal de Tanzanie s'est mis en place post-Miocène inférieur (Fournier et al., *soumis*), pendant la période d'initiation du rifting océanique (Mougenot et al., 1986; Franke et al., 2015), mais également en réponse aux forts apports sédimentaires dus à la surrection continentale à cette époque (Said et al., 2015). Cette surrection continentale affecte également le bassin versant du Zambèze, dont l'embouchure enregistre des forts apports sédimentaires au cours du Miocène (Walford et al., 2005) et permet l'initiation du système turbiditique au cours de cette même période (Simpson and Schlich, 1974).

Il a été montré dans le Chapitre 3 l'importance du forçage tectonique sur l'architecture du système turbiditique du Rovuma-Rufiji. En effet, si la tectonique continentale conditionne l'érosion et les décharges sédimentaires, la tectonique sous-marine confère au système sa morphologie atypique et ses dimensions importantes au vue des décharges sédimentaires enregistrées (Tableau II.1).

Le système turbiditique du Zambèze semble s'étendre dans une zone confinée entre les reliefs tectoniques sous-marins que sont la ride du Mozambique, la ride de Davie et la ride de Madagascar (Figure II.1c.). La morphologie du chenal du Mozambique, très similaire à celle du chenal de Tanzanie, est décrite elle aussi comme atypique (Landurain et al., 2015). Ce qui laisse à penser que la tectonique a également joué un rôle important dans l'architecture et la mise en place de ce système. Walford et al., (2005), qui décrivent les flux sédimentaires du bassin versant du Zambèze, montrent que la phase de flux sédimentaires élevés a commencé

au Miocène supérieur et que les flux continuent d'augmenter jusqu'à l'actuel (Kolla et al., 1980; Simpson and Schlich, 1974). Walford et al., (2005) attribuent ces forts flux sédimentaires au doublement de la taille du bassin versant du Zambèze au cours du Pliocène, mais également à l'histoire des surrections continentales ayant lieu en Afrique de l'est. Ponte et al., (2015), plus récemment, évoquent l'importance des variations du niveau marin relatif sur l'export sédimentaire dans le système profond, notamment avec la mise en place de débrites, associées aux grandes chutes du niveau marin.

3.1.2. A l'échelle du Quaternaire

Le système turbiditique du Rovuma-Rufiji

L'activité sédimentaire du système turbiditique du Rovuma-Rufiji a été retracée depuis le dernier maximum glaciaire dans la partie proximale du système (Liu et al., 2016) et dans sa partie médiane, à savoir le chenal de Tanzanie (Bourget et al., 2008, Figure III.1).

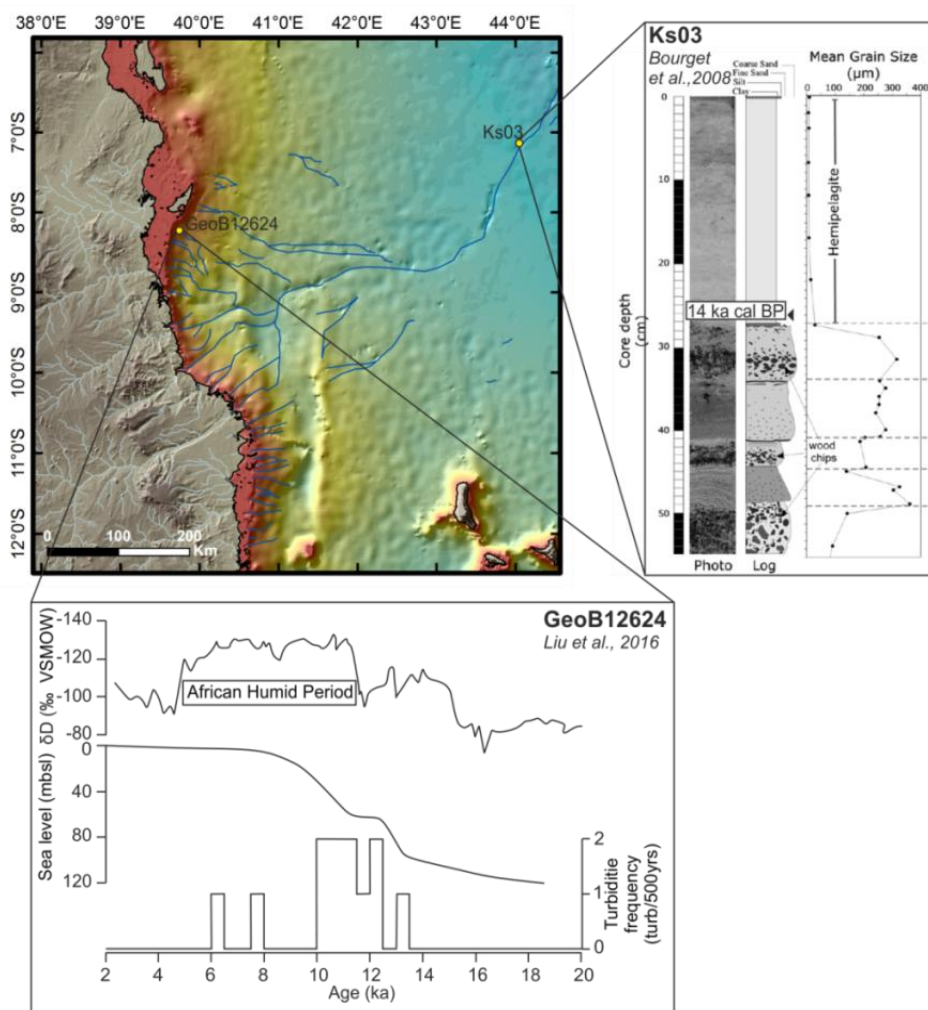


Figure III.1 : Carte du système turbiditique du Rovuma-Rufiji dans sa partie proximale et médiane avec position des carottes sédimentaires étudiées par Liu et al., 2016 et Bourget et al., 2008. ZOOMS sur les principaux résultats sédimentaires obtenus par Bourget et al., 2008 et Liu et al., 2016.

La carotte sédimentaire prélevée dans le talweg du chenal de Tanzanie (KS03 ; Bourget et al., 2008), révèle la présence de lits sableux présentant des bases érosives et des laminations planes au sein des dépôts. Caractérisés de dépôts turbiditiques, Bourget et al., (2008) y décrivent une alternance de niveaux très riches en quartz et micas, débris ligneux et foraminifères benthiques et planctoniques, pouvant attester de plusieurs sources différentes. Ces dépôts turbiditiques sont recouverts par une sédimentation uniquement hémipélagique, datée entre 14 ka cal BP et l'actuel (Figure III.1). L'activité turbiditique dans le chenal de Tanzanie aurait donc cessé peu avant 14 ka cal BP, en réponse à la remontée du niveau marin. Liu et al., (2016) étudient une carotte sédimentaire localisée sur le rebord d'un canyon proche de l'embouchure du Rufiji (Figure III.1) et après avoir identifié les dépôts turbiditiques dans leur carotte, ils décrivent une activité turbiditique présente pendant la remontée du niveau marin, en lien avec la période humide africaine sur le continent (Figure III.1). La stabilisation du niveau marin à l'Holocène semble se caractériser par une diminution suivi d'un arrêt de la sédimentation turbiditique dans la partie proximale du système (Liu et al., 2016, Figure III.1).

Il semblerait donc que le niveau marin impacte l'alimentation du chenal de Tanzanie depuis la dernière période glaciaire. Le scénario suivant d'activité sédimentaire est proposé :

- En période de bas niveau marin, les bassins versants sont bien connectés aux canyons sous-marins, qui permettent eux-mêmes d'alimenter le bassin de Makonde et le chenal de Tanzanie, ce qui explique les sources sédimentaires différentes enregistrées dans les dépôts turbiditiques du chenal, pouvant provenir de l'ensemble des rivières tanzaniennes, mais aussi du remaniement des sédiments hémipélagiques présents dans les bassins intra-pentes ;
- En période de remontée du niveau marin, l'activité turbiditique dans le chenal de Tanzanie cesse, par des déconnexions entre les fleuves et les canyons. Dans la partie proximale du système, l'activité turbiditique se renforce, en lien avec un climat plus humide sur le continent. La sédimentation turbiditique s'enregistre directement à proximité des canyons et n'alimente plus le système profond ;
- En période de haut niveau marin, l'activité turbiditique ne s'enregistre plus ni dans la partie proximale du système, ni dans sa partie distale. Ainsi, les deltas se mettent en place sur le plateau continental stockant la majeure partie des sédiments exportés, comme dans le cas des systèmes turbiditiques du Zambèze, de l'Indus et du Gange-Brahmapoutre (Kolla et al., 1980; Prins et al., 2000; Goodbred and Kuehl, 2000).

Afin d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement de ce système et de reconstituer précisément son histoire sédimentaire, des carottages longs seraient nécessaires à différents niveaux du système turbiditique.

Le système turbiditique du Zambèze

Le bassin versant du Zambèze est sous l'influence climatique des variations de la mousson africaine. Les maxima de précipitations ont lieu pendant l'été austral (Moore et al., 2008). Les sédiments exportés sur le plateau continental ont alors des sources sédimentaires différentes en fonction de la position de l'ITCZ sur le bassin versant (Just et al., 2014, Figure III.2). Ainsi, pendant les périodes relativement humides, les sédiments sont exportés depuis les régions côtières du bassin versant, tandis que pendant les périodes plus arides, les sédiments proviennent préférentiellement des reliefs du bassin versant du Zambèze (Just et al., 2014). L'étude de la granularité des sédiments par ces mêmes auteurs révèle une distribution granulométrique bimodale des sédiments entre 17-10,5 ka cal BP et une distribution unimodale après 10,5 ka cal BP. Just et al., (2014) expliquent que ce changement peut être dû à deux processus :

- (1) Une augmentation de la vitesse des courants sur le plateau continental suite à la remontée du niveau marin, qui induit un export des particules grossières (Figure III.2). En effet, van der Lubbe et al. (2014) mettent en évidence un renforcement du courant sur le plateau continental pendant une période de haut niveau marin, qui va dévier les écoulements vers le nord ;

- (2) En raison de la remontée du niveau marin à cette époque, la distance entre l'embouchure du Zambèze et la position de la zone de prélèvement de la carotte augmente, les sédiments n'atteignent donc plus cette zone trop distale et se déposent en amont, directement à la sortie du Zambèze (Just et al., 2014).

Si van der Lubbe et al. (2014) mettent en évidence l'importance de la position du niveau marin sur l'activité sédimentaire enregistrée sur la pente mozambicaine, ils expliquent également que les variations climatiques sur le continent influencent la quantité de décharge sédimentaire au cours du temps : l'intensité des décharges sédimentaires augmente pendant l'évènement d'Heinrich 1 et le Younger Dryas, qui sur le continent est-africain engendre une augmentation de l'humidité, notamment sur le bassin versant du Zambèze. Dans la partie plus médiane du système turbiditique du Zambèze, la plupart des dépôts turbiditiques semblent se mettre en place avant 18 ka BP, c'est-à-dire pendant la dernière période de bas niveau marin (Kolla et al., 1980). Ce bas niveau marin permet alors une sédimentation turbiditique dont les

sources sédimentaires sont variées : dans la partie proximale et médiane, si les sédiments proviennent majoritairement du Zambèze, il semble y avoir également des apports depuis le fleuve du Limpopo, localisé au sud du Zambèze (Kolla et al., 1980 ; Figure III.2). Wiles et al. (2016) décrivent également une augmentation de l'activité turbiditique pendant la période de régression marine.

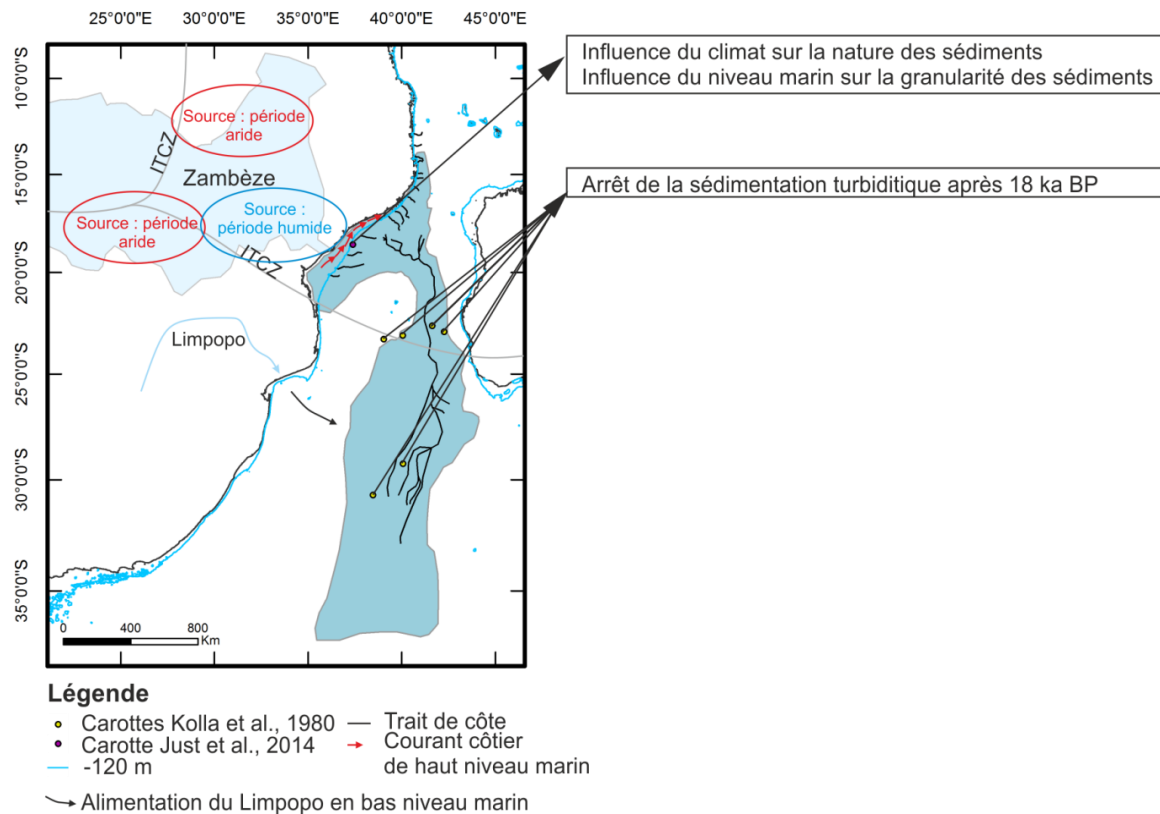


Figure III.2 : Carte du système source-to-sink du Zambèze, avec la position de l'ITCZ d'après van der Lubbe et al. (2014). La position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m), les carottes sédimentaires décrites par Kolla et al. (1980) dans la partie médiane et distale du système et la carotte sédimentaire décrite par Just et al., 2014 dans la partie proximale du système.

La circulation océanique est également un paramètre à prendre en compte dans la répartition et l'export des sédiments vers le domaine profond. En période de haut niveau marin, le plateau continental du Zambèze est soumis à un courant côtier qui dévie les écoulements vers le nord (Schulz et al., 2011 ; van der Lubbe et al., 2014). De plus, le système turbiditique du Zambèze se situe dans une zone clé de la circulation océanique globale, où le courant nord-est Madagascar se transforme en tourbillons anticycloniques au niveau du chenal du Mozambique et alimente ensuite le courant des Aiguilles, source majeure de salinité et de chaleur pour l'océan Atlantique (Harlander et al., 2009). Cette influence de la circulation océanique ne se fait pas ressentir ou n'a pas encore été décrite sur l'activité sédimentaire du système turbiditique du Rovuma-Rufiji.

3.2. Les systèmes turbiditiques de la façade nord de l'océan Indien

3.2.1. A l'échelle de la mise en place des systèmes turbiditiques

Le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre se met en place dès la première phase de collision Inde-Asie, à l'Eocène inférieur et son développement devient de plus en plus prononcé en réponse aux phases de surrections himalayennes successives (Alam et al., 2003).

La morphologie générale du système turbiditique de l'Indus est fortement contrôlée par la présence d'un socle continental autour de 21°N et par la surrection de la ride de Murray au cours du Miocène inférieur (Clift et al., 2002, Figure II.1a.). La sédimentation turbiditique se met en place dès l'Eocène supérieur, avec une forte augmentation des taux de sédimentation jusqu'au milieu du Miocène, suivi par une diminution pendant le Miocène supérieur (Clift et al., 2002). La forte augmentation des taux de sédimentation au cours du Miocène est interprétée comme une réponse érosive du bassin versant suite à une activité tectonique et volcanique importante à l'ouest de l'Himalaya. Cette période est de plus caractérisée par un renforcement de la mousson (Clift et al., 2002). La diminution au cours du Miocène supérieur est interprétée comme une conséquence directe de l'aridification du climat (Clift et al., 2002).

Ainsi, pour les deux systèmes turbiditiques de la façade nord de l'océan Indien, la surrection continentale permet de former les hauts reliefs, des bassins versants conséquents et d'augmenter la production de sédiments. Les périodes de renforcement de la mousson d'été provoquent à la fois des précipitations intenses sur les bassins et la fonte des glaciers himalayens, engendrant ainsi des décharges sédimentaires colossales en mer d'Arabie et dans la baie du Bengale.

Le large plateau continental de ces deux systèmes ne permet pas une alimentation continue des systèmes profonds en haut niveau marin, ce qui explique l'importance de la position du niveau marin relatif dans l'alimentation de ces systèmes (Figure I.1).

3.2.2. A l'échelle du Quaternaire

Le système turbiditique de l'Indus

Les décharges sédimentaires de l'Indus sont fortement influencées par la mousson d'été, qui va entraîner une accélération de la fonte des glaciers et une augmentation des précipitations (Milliman et al., 1984). A l'échelle des cycles climatiques du Quaternaire, les périodes de renforcement de la mousson d'été impactent relativement rapidement l'érosion continentale (Clift et al., 2008). En effet, les teneurs en ϵNd des sédiments de la partie aval du

fleuve témoignent de sédiments provenant des tributaires de l'Indus bien en amont du fleuve (Clift et al., 2008). Il semblerait cependant que les sédiments exportés à l'embouchure du fleuve depuis le dernier maximum glaciaire présentent une forte proportion de sédiments remaniés provenant des terrasses alluviales précédemment construites dans le bassin versant (Clift and Giosan, 2014). L'érosion de ces terrasses est elle aussi influencée par l'intensité de la mousson sur le bassin versant (Clift and Giosan, 2014). Les sédiments exportés dans le domaine marin sont donc érodés puis remaniés en raison de l'action du forçage climatique sur le bassin versant.

Les sédiments délivrés à l'océan par l'Indus ne sont pas directement exportés vers le canyon sous-marin et le système turbiditique associé (Clift et al., 2014). Depuis le dernier maximum glaciaire, de larges volumes sédimentaires ont été stockés sur le plateau continental, sous forme d'un delta subaquatique. L'élévation du niveau marin au cours de l'Holocène permet de former un espace d'accommodation suffisant sur le plateau continental pour former ce delta. Ainsi, comme dans le cas du système du Gange-Brahmapoutre (Goodbred and Kuehl, 2000), les flux sédimentaires sont très importants à l'Holocène inférieur (Giosan et al., 2006, 2012), puis diminuent progressivement en réponse à la diminution de l'intensité de la mousson d'été après 8 ka BP (Clift and Plumb, 2008).

Dans le canyon sous-marin, la composition des sédiments montre un mélange de sédiments fluviaux et de sédiments recyclés, déposés précédemment sur le plateau continental pendant le dernier maximum glaciaire (Clift et al., 2014). Le dernier dépôt turbiditique sableux dans le canyon est daté de 6,9 ka cal BP alors que le niveau marin holocène n'est pas encore stabilisé et que les sédiments ont déjà commencé à être stockés sur le plateau continental (Camoin et al., 2004; Clift et al., 2014). Clift et al. (2014) expliquent cette alimentation turbiditique comme une conséquence du remaniement des sédiments du plateau continental au cours de la transgression marine. Ils décrivent de plus qu'au cours des derniers 50 ka BP, le canyon a subi au moins 3 phases de remplissage partiel et de vidange, avec la mise en place de terrasses au sein même du canyon.

Dans le système turbiditique, Govil et Naidu (2008) mettent en évidence la migration des systèmes chenaux-levées dans la partie ouest du système turbiditique, avec une activité turbiditique enregistrée entre 525-375 ka BP qui cesse brutalement dans la zone (Figure III.3). Dans la partie nord-ouest du système turbiditique, pendant la diminution du niveau marin, des bassins sédimentaires confinés sur la marge ouest du système sont alimentés par des dépôts turbiditiques, de façon synchrone à l'alimentation et à la construction du système de chenaux B dans la partie est (Prins et al., 2000; Bourget et al., 2013).

Cette migration des systèmes chenaux-levées est elle aussi décrite dans la partie est du système, avec un complexe de systèmes chenaux-levées nommés B dont l'activité turbiditique cesse de façon abrupte aux alentours de 24,8 ka BP et migre vers le complexe de chenaux-levées A, le dernier à se mettre en place (Prins et al., 2000, Figure III.3). Il semblerait que la baisse du niveau marin ait conditionné les migrations des systèmes chenaux-levées, avec des taux de sédimentation plus élevés pendant les périodes de bas niveau marin (Prins et al., 2000).

Pendant le dernier maximum glaciaire, l'ensemble des écoulements sont concentrés dans le système le plus récent (A) et la zone ouest du système (dont les bassins confinés) n'est plus alimentée (Figure III.3). La remontée du niveau marin suggère ensuite une déconnexion partielle du système A, alimenté jusqu'à 9,5 ka BP dans sa partie proximale (Prins et al., 2000).

Lors des périodes de diminution et de bas niveau marin, les sources sédimentaires sont donc relativement diffuses, tandis qu'en période de remontée et de haut niveau marin, l'alimentation du système turbiditique devient plus ponctuel et le delta subaquatique se développe sur le plateau continental.

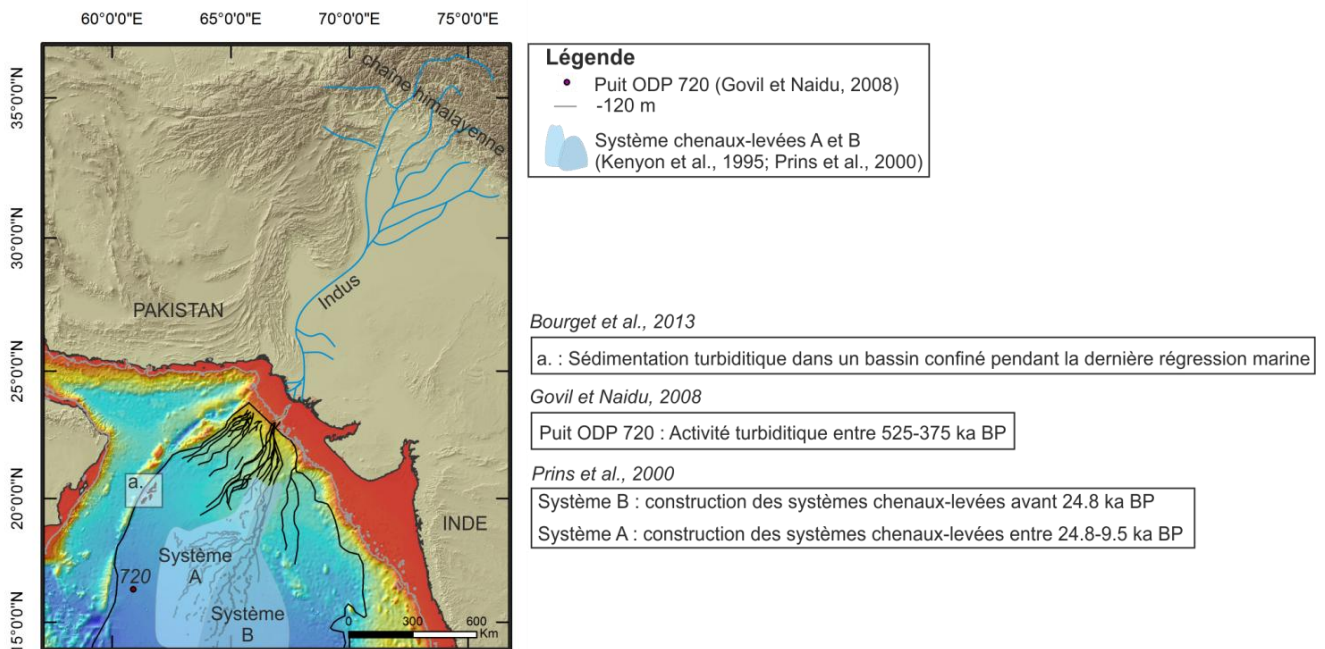


Figure III.3 : Carte du système source-to-sink de l'Indus. Position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m) ; puits décrit par Govil et Naidu (2008) ; (a.) position du bassin confiné décrit par Bourget et al., (2013) ; position des systèmes de chenaux-levées A et B décrits par Kenyon et al. (1995) et datés par Prins et al. (2000).

Le système turbiditique du Gange-Brahmapoutre

Les décharges sédimentaires du Gange-Brahmapoutre sont directement liées au régime de mousson et aux précipitations associées. La mousson d'été engendre près de 80% des décharges des fleuves (Goodbred, 2003) et près de la moitié des sédiments érodés dans les bassins versants pendant cette période sont stockés dans la plaine d'inondation (Galy and France-Lanord, 2001). Seulement 20 % des décharges sédimentaires sont exportés dans le canyon SoNG et dans le système turbiditique profond (Goodbred and Kuehl, 1999; Rogers et al., 2013). Ils représentent ~210 millions de tonnes de sédiments par an exportées dans le système turbiditique.

Le canyon SoNG, zone de transit des sédiments vers le système turbiditique, enregistre actuellement des taux élevés de sédimentation, ce qui s'expliquent par une alimentation quasi-continue (cf. chapitre 4, partie II.2.1). Les sédiments sont ensuite remaniés au sein du canyon par des processus gravitaires (cf. chapitre 4, partie II.2.1) et sont exportés sous la forme de courants de turbidités vers le système turbiditique profond (Kudrass et al., 1998).

D'après Weber et al., (2003), l'alimentation du Bengal fan se fait en lien étroit avec les variations du climat, suggérant que les transferts turbiditiques se font pendant les périodes de températures atmosphériques relativement froides. Curray et al. (2003) décrivent pour la première fois quatre périodes d'activité turbiditique dans le Bengal fan, dont l'alimentation a changé au cours du temps et la zone alimentée par les écoulements turbiditiques a migré (Figure III.4).

Les résultats décrits dans le chapitre 4 ont permis de mettre en évidence l'importance de la position du niveau marin relatif dans l'alimentation du système. Si le système est alimenté pendant les périodes glaciaires d'après Weber et al., (2003), il s'agit en réalité du bas niveau marin qui permet une connexion maximale entre les fleuves et le système turbiditique (Figure III.4). L'ensemble du Bengal fan enregistre une activité turbiditique pendant les périodes de bas niveau marin (Chapitre 4, partie IV). Cette activité, visible dans la partie médiane du système turbiditique, est cependant plus réduite que celle enregistrée sur la levée du chenal actif, au cours de la dernière transgression marine. Cette différence d'activité sédimentaire peut s'expliquer par des paramètres autocycliques. La distance entre la zone de prélèvement de la carotte sédimentaire et le chenal n'est pas la même pour les deux études, ce qui peut influencer l'enregistrement de l'activité sédimentaire. Il semble de plus qu'en période de bas niveau marin, plusieurs chenaux turbiditiques présents dans la baie sont ré-alimentés.

La construction du chenal actif se fait en période de remontée du niveau marin (Weber et al., 1997; Fournier et al., 2016, Figure III.4). La connexion fleuve-canyon toujours présente et

l'intensification de la mousson indo-asiatique sur les bassins versants du Gange-Brahmapoutre entre les stades isotopiques 2 et 1 ont permis la construction du chenal actif et de ses levées en ~5000 ans. Au forçage prédominant qu'est le niveau marin se surimpose l'intensité des décharges sédimentaires en lien avec l'intensification de la mousson indo-asiatique.

Les sources sédimentaires dans le Bengal fan varient également en fonction de la position du niveau marin. En haut niveau marin, le Gange-Brahmapoutre est la source principale des sédiments exportés dans le système turbiditique (Colin et al., 1999; Jousain et al., 2016), tandis qu'en bas niveau marin, la marge ouest est également alimentée par les fleuves indiens tels que le Godavari et le Mahanadi et la marge est par l'Irrawadi (Colin et al., 1999; Kolla et al., 1976; Kolla and Biscaye, 1973).

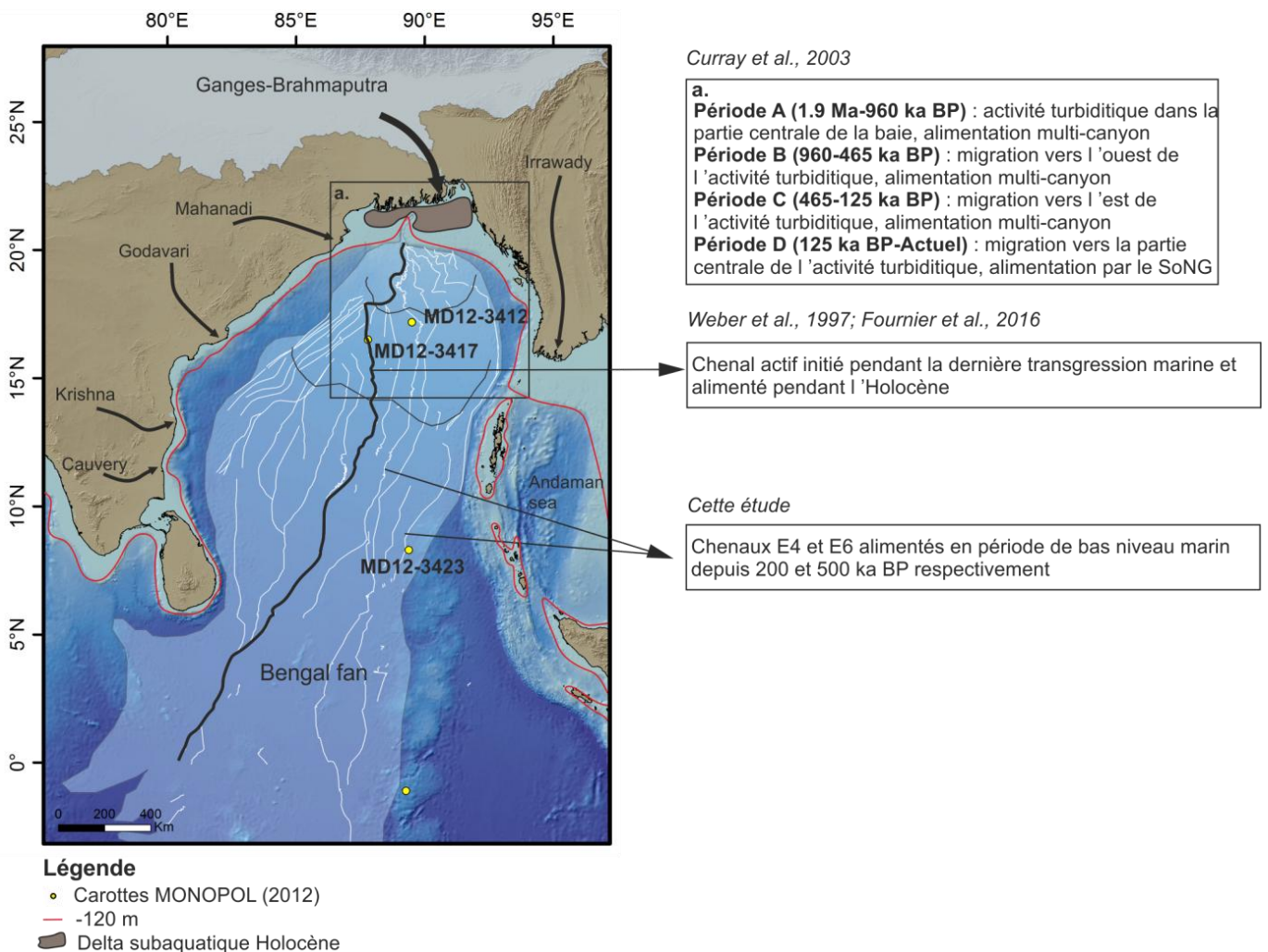


Figure III.4 : Carte du système source-to-sink du Gange-Brahmapoutre. Position du niveau marin au dernier maximum glaciaire (-120 m) ; position des carottes issues de la mission MONOPOL (2012) et étudiées au cours de cette thèse. Delta subaquatique (Goodbred and Kuehl, 2000).

IV. Synthèse générale sur les quatre grands systèmes source-to-sink de l'océan Indien

4.1. Initiation des systèmes turbiditiques

Dans le cas des quatre principaux systèmes turbiditiques de l'océan Indien, la tectonique semble avoir joué un rôle majeur dans l'extension de ces systèmes. En effet, les nombreuses rides tectoniques marines faisant suite aux différentes phases d'ouverture et de mise en place de l'océan Indien, contrôlent et limitent la dispersion des sédiments terrigènes dans le domaine marin (Figure I.1). Les systèmes turbiditiques de la façade nord s'initient principalement au cours de l'Eocène, lors de la deuxième phase de collision Inde-Asie, même si le Bengal fan commence sans doute à déposer des sédiments terrigènes dans sa partie nord au cours du Paléocène supérieur (Figure IV.1). Dans le cas des deux systèmes, les variations de surrections himalayennes impactent la sédimentation dans le domaine marin profond, avec une augmentation de la construction des systèmes turbiditiques au cours du Miocène inférieur (Clift et al., 2002; Schwenk and Spieß, 2009 et références citées; Curray, 2014). Les systèmes turbiditiques de la façade ouest s'initient un peu plus tard, à partir du Miocène, en réponse aux surrections continentales qui reprennent en Afrique de l'est depuis l'Oligocène, avec la mise en place du rifting est-africain (Figure IV.1). Ces surrections continentales entraînent des décharges sédimentaires importantes sur la façade ouest de l'océan Indien et expliquent la mise place des systèmes turbiditiques. Dans le cas du système turbiditique du Rovuma-Rufiji, l'initiation du rifting offshore et la mise en place des grabens sous-marins et de la ride de Davie confèrent au système sa morphologie atypique.

Il semble donc que le Miocène soit une période clé dans la mise en place et le développement majeur des systèmes turbiditiques dans l'océan Indien, de par les phases de surrections continentales et d'érosion associées, à la fois sur les plaques Afrique, Inde et Asie (Figure IV.1).

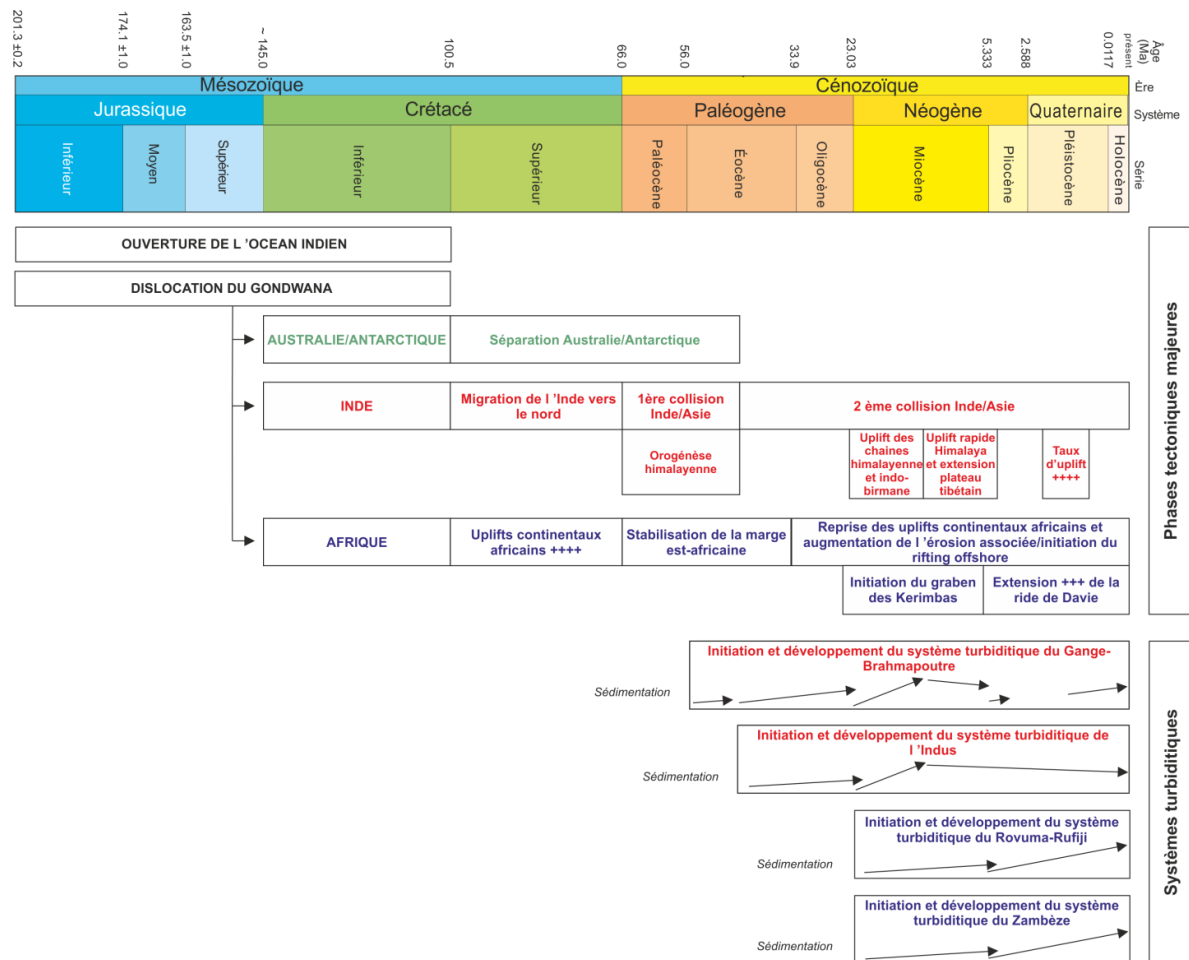


Figure IV.1: Synthèse des grandes phases tectoniques sur les façades nord et ouest de l'océan Indien, en relation avec l'initiation et le développement des systèmes turbiditiques et de la sédimentation associée dans ces systèmes.

4.2. Alimentation des systèmes turbiditiques en fonction du niveau marin

Si la tectonique est le forçage prédominant dans l'initiation des quatre grands systèmes turbiditiques, la sédimentation au sein de ces systèmes profonds est fortement influencée par la position du niveau marin (Figure IV.2). Même si les variations climatiques impactent les décharges sédimentaires de la plupart des grands fleuves présents dans l'océan Indien, la position du niveau marin conditionne la répartition des sédiments dans le domaine profond : un bas niveau marin permet une relativement bonne connexion avec le système turbiditique profond et permet ainsi une sédimentation au sein des chenaux turbiditiques, tandis qu'un haut niveau marin peut engendrer un stockage préférentiel des sédiments dans la partie proximale (delta subaquatique et canyon sous-marin), déconnectant ainsi partiellement voire totalement, selon le système, l'alimentation des chenaux turbiditiques (Figure IV.2).

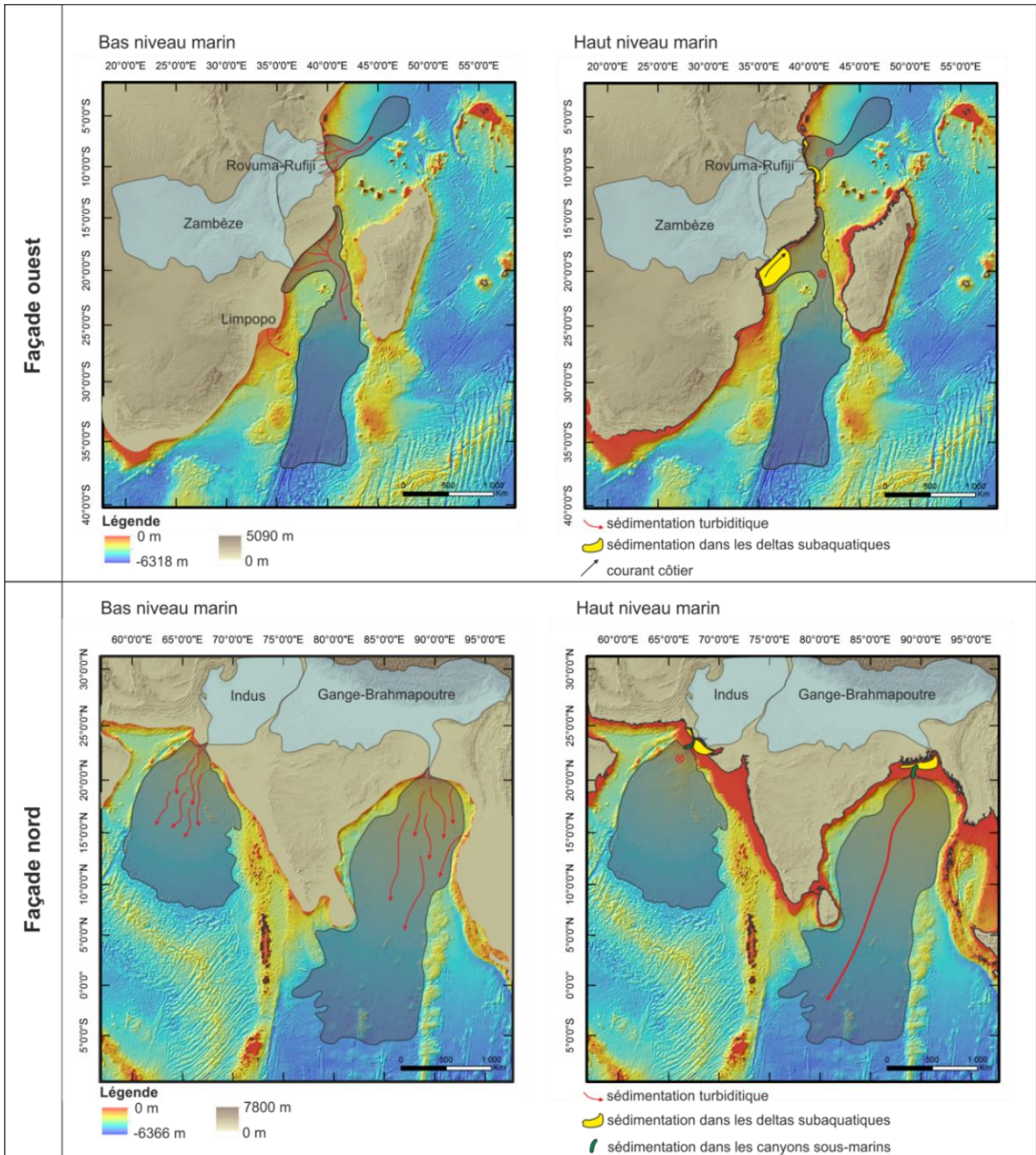


Figure IV.2 : Synthèse générale de fonctionnement des systèmes turbiditiques des façades ouest et nord de l'océan Indien, en période de bas niveau marin et de haut niveau marin.

La synthèse bibliographique ainsi que le travail réalisé sur les deux systèmes turbiditiques au cours de cette thèse nous ont donc permis d'établir un modèle simplifié du fonctionnement des quatre grands systèmes turbiditiques en fonction de la position du niveau marin (Figure IV.2).

Sur la façade ouest, en période de bas niveau marin les systèmes sont bien alimentés, tandis qu'en haut niveau marin, les deltas se mettent en place et stockent la majeure partie des

sédiments exportés par les fleuves, empêchant ainsi une alimentation continue des systèmes turbiditiques profonds (Figure IV.2). Sur la façade nord, en période de bas niveau marin, les systèmes turbiditiques sont alimentés de façon diffuse, dans plusieurs chenaux turbiditiques (Figure IV.2). En période de haut niveau marin, si l'Indus et le Gange-Brahmapoutre voient tout deux leurs deltas se développer, le système turbiditique de l'Indus ne semble plus alimenté tandis que celui du Gange-Brahmapoutre enregistre toujours une activité sédimentaire (Figure IV.2).

V. Evolution spatiale et temporelle des forçages au sein des systèmes source-to-sink

La synthèse bibliographique réalisée ainsi que les résultats de notre étude montrent l'importance de la connaissance des forçages, agissant sur les différents compartiments des systèmes source-to-sink, mais également à différentes échelles temporelles. En effet, l'étude du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre a révélé par exemple l'enregistrement d'un forçage anthropique sur le bassin versant, mais également la mise en place du delta subaquatique sur le plateau continental lors de la remontée du niveau marin, à l'échelle de l'Holocène (Fournier et al., 2016). A l'échelle de plusieurs centaines de milliers d'années, il semble que la sédimentation turbiditique soit principalement influencée par la position du niveau marin (chapitre 4). Sur la marge tanzanienne, le forçage tectonique joue un rôle prépondérant sur la morphologie du système turbiditique : il structure ainsi la partie proximale du système, ce qui se répercute sur la morphologie de l'ensemble du système. Selon le type de marge et l'âge de l'enregistrement sédimentaire étudié, les forçages influençant la sédimentation profonde ne vont donc pas être tout à fait les mêmes.

Partant de ce constat nous avons donc eu l'idée d'essayer de faire un premier modèle de classification des forçages en fonction de la morphologie de la marge et de leur lieu d'action (Figure V.1) et un second modèle de classification, prenant toujours en compte les différents compartiments d'un système source-to-sink, mais cette fois-ci avec la notion de l'échelle de temps à laquelle agissent ces forçages (Figure V.2). L'objectif principal de ces modèles simplifiés est de fournir une aide à la compréhension du champ d'action des forçages, à la fois spatial et temporel.

5.1. Classification des forçages sur les systèmes source-to-sink selon le type de marge et les compartiments d'action

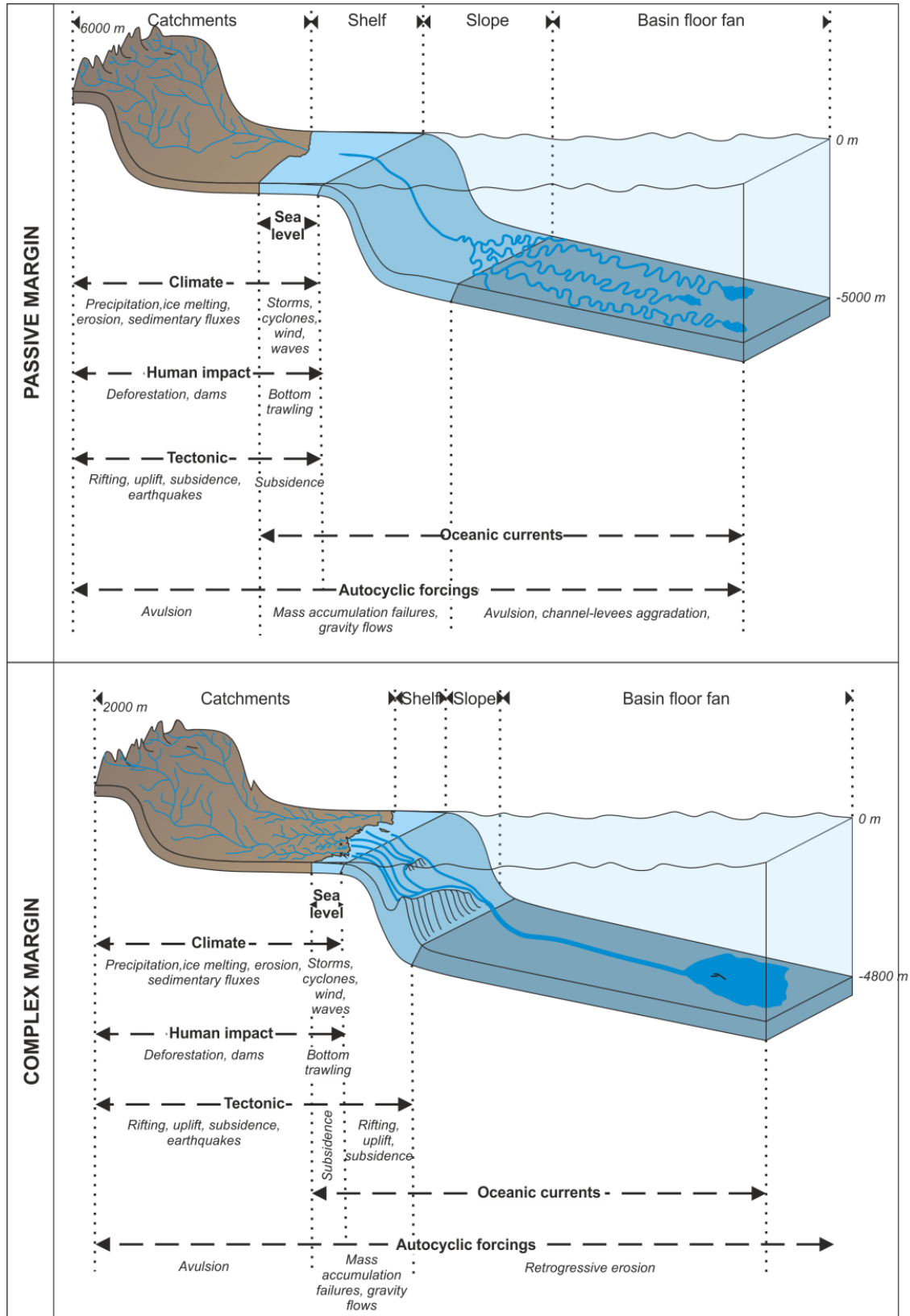


Figure V.1 : Modèle conceptuel des systèmes source-to-sink sur une marge passive (cas du système du Gange-Brahmapoutre) et une marge complexe (cas du système Rovuma-Rufiji) et des forçages pouvant agir sur chacun des segments des systèmes.

Pour les deux types de marges, les forçages influençant les bassins versants sont les mêmes (Figure V.1) : les variations climatiques, anthropiques, tectoniques et autocycliques vont agir sur la capacité de stockage des bassins versants et les décharges sédimentaires des fleuves. Au sein même du système turbiditique, les forçages présents peuvent être la dynamique des courants océaniques et les processus autocycliques agissant sur la morphologie du système.

Dans le cas d'une marge passive classique, sur laquelle se déversent d'imposants systèmes fluviaux, le plateau continental représente une zone clé dans les échanges entre les fleuves et le système turbiditique profond (Figure V.1). Les larges plateaux continentaux ont fait l'objet de nombreuses études sédimentaires, comme par exemple le plateau à l'embouchure du Gange-Brahmapoutre (Kuehl et al., 1989, 1997; Allison, 1998; Wiedicke et al., 1999; Michels et al., 2003; Hubscher and Spiess, 2005; Palamenghi et al., 2011; Rogers et al., 2015). Ces études ont permis d'y mettre en évidence des processus de stockage et de transport des sédiments, qui vont avoir un impact direct sur l'export sédimentaire vers le système turbiditique (Figure V.1).

Dans le cas d'une marge caractérisée de complexe, comme la marge tanzanienne, dont l'histoire géodynamique a sculpté la morphologie, l'architecture même de la pente continentale joue un rôle fondamental sur l'activité sédimentaire du système turbiditique (Figure V.1). Les processus de rifting, de subsidence et de surrections vont ainsi modifier l'alimentation et la morphologie des systèmes profonds (Figure V.1).

L'étude d'un système turbiditique profond, -zone terminale d'un système source-to-sink-, oblige donc à prendre en compte la physiographie de la marge sur laquelle il se développe, mais également l'ensemble des forçages agissant sur les différents compartiments présents en amont de ce système. Les variations des forçages sur chacun des compartiments sont donc susceptibles d'influencer la sédimentation profonde.

5.2. Classifications des forçages sur les compartiments d'action selon l'échelle de temps étudiée

La seconde classification présentée regroupe l'ensemble des forçages, agissant là encore sur chacun des compartiments d'un système source-to-sink, mais intègre également la notion temporelle des forçages, avec une échelle de temps à laquelle ils sont susceptibles d'agir (Figure V.2).

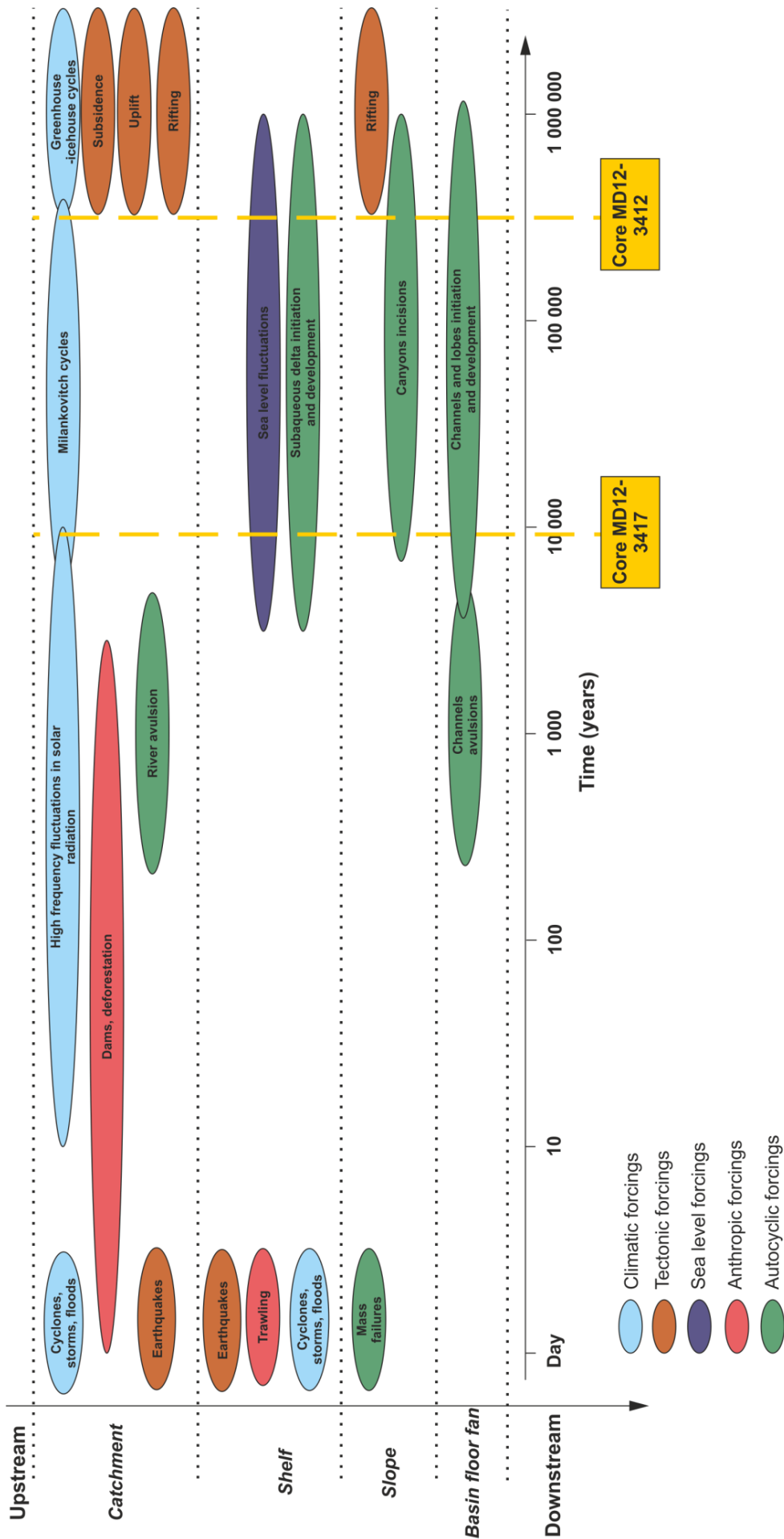


Figure V.2 : Organisation spatio-temporelle des forçages pouvant influencer la sédimentation enregistrée au sein d'un système turbiditique.

Selon l'âge de l'archive sédimentaire et donc selon le taux de sédimentation présents à l'endroit de l'étude, les carottages marins ne vont donc pas enregistrer les mêmes forçages agissant sur la sédimentation profonde. A titre d'exemple, si l'enregistrement sédimentaire étudié est de 100 ans, les forçages à prendre en compte dans son analyse seront sur le bassin versant : les variations de l'activité solaire, l'activité anthropique et les processus évènementiels (tels que les cyclones, les tempêtes, les crues ou encore les séismes) et dans le domaine marin : l'activité de chalutage, les processus évènementiels sur le plateau continental et les processus gravitaires sur la pente (Figure V.2). Si l'enregistrement sédimentaire étudié couvre au contraire un million d'années, il faudra principalement prendre en compte les forçages tectoniques agissant sur l'ensemble des compartiments (rifting, subsidence, surrection), les variations climatiques à grande échelles (cycles de Milankovitch et cycles « Icehouse-Greenhouse »), les variations du niveau marin, mais également l'ensemble des processus évènementiels ainsi que les processus autocycliques pouvant agir sur la sédimentation profonde (Figure V.2).

Les archives sédimentaires étudiées dans les systèmes turbiditiques couvrent généralement des périodes temporelles comprises entre 10^4 - 10^5 ans, comme c'est le cas par exemple des carottes sédimentaires MD12-3417 et MD12-3412 (Figure V.2). Ces échelles de temps obligent donc les sédimentologues à considérer de nombreux forçages dans l'interprétation des données. La classification spatio-temporelle des forçages a donc été réalisé dans le but de synthétiser mais également de faciliter l'intégration de l'ensemble des facteurs de contrôle dans les interprétations scientifiques de la sédimentation au sein d'un système turbiditique.

Conclusions générales et perspectives

Ces travaux de recherche avaient pour objectif principal de comprendre et d'étudier les forçages agissant sur la sédimentation et l'architecture de deux systèmes turbiditiques, localisés sur les façades ouest et nord de l'océan Indien.

La façade ouest de l'océan Indien

Ce travail de thèse a permis de décrire pour la première fois sur la façade ouest de l'océan Indien : l'architecture moderne d'un système source-to-sink, son évolution tectono-sédimentaire depuis le début du Cénozoïque et également les processus sédimentologiques permettant sa mise en place.

Le système turbiditique du Rovuma-Rufiji est alimenté par plusieurs bassins versants relativement réduits. Le plateau continental, étroit, est incisé par de nombreux canyons qui relient le plateau continental avec des bassins d'intra-pente, notamment le bassin de Makonde. Les écoulements sont confinés et reconcentrés dans ce bassin, puis exportés vers le domaine marin profond à l'endroit où la ride de Davie est la moins haute. Est alors alimenté un chenal turbiditique colossal, de plusieurs kilomètres de large et plusieurs centaines de mètres de profondeur, le chenal de Tanzanie. Ce chenal alimente une zone de lobes détachés très distale, à plus de 800 km de l'embouchure des fleuves.

Le chenal de Tanzanie ne semble pas s'être construit de manière classique par débordements successifs des écoulements, construisant au fur et à mesure des levées sédimentaires. Cette idée est supportée par plusieurs observations : le caractère érosif de ce chenal, qui ne présente pas d'avulsions et qui est ancré dans sa partie proximale, la présence d'incisions majeures dendritiques dans la zone de lobes, les zones de lobes fossiles incisés par le chenal de Tanzanie, le profil de pente dans la zone de transition chenal-lobe. Le processus d'érosion régressive, déjà décrit au sein des canyons sous-marins, pourrait être à l'origine du chenal de Tanzanie. Ainsi, les écoulements turbiditiques auraient débordé au nord de la ride de Davie et permis la mise en place de dépôts sédimentaires massifs sous forme de lobes. Les débordements successifs ont pu progressivement permettre d'inciser les lobes déposés et de déplacer plus en aval la zone de dépôt. Ces incisions formées dans les lobes ont pu par érosion régressive, rejoindre le point d'ancrage du bassin de Makonde et ainsi former le chenal turbiditique. Le système se serait ainsi propagé vers la plaine abyssale de Somalie par érosions régressives successives dans la zone des lobes qui progressivement s'éloigne du point d'ancrage du chenal et permettrait d'expliquer l'absence d'avulsions dans ce chenal.

Ce système turbiditique, de près de 1200 km de long, mis en place vraisemblablement après le Miocène inférieur, présente une morphologie atypique directement liée à un important contrôle structural, qui permet une grande efficacité dans le transport et l'alimentation du système en sédiments jusque dans la plaine abyssale de Somalie. Ce contrôle structural se traduit par des surrections continentales majeures augmentant les décharges sédimentaires vers le domaine marin, mais également par l'initiation d'un rifting sous-marin, qui confère au système son architecture originale dans sa partie proximale.

Ce rifting est-africain, continental et marin, a donc affecté la distribution des sédiments dans le domaine marin au cours du temps. La présence de chenaux « fossiles » sur la façade est de la ride de Davie a soulevé une première interrogation : comment des chenaux de morphologie similaire au chenal de Tanzanie, ont-ils pu se mettre en place à l'est de la ride, coupés de toutes sources terrigènes potentielles ? L'étude détaillée des phases de rifting récemment décrites sur la marge nous ont permis de montrer que ces chenaux avaient sans doute été alimentés par les bassins versants tanzaniens/nord-mozambicains et que la surrection de la ride a entraîné une déconnexion de ces chenaux turbiditiques. Le chenal de Nyerere, localisé juste au sud du chenal de Tanzanie, présente moins de remplissage sédimentaire que les chenaux plus au sud. Il semblerait donc que la remontée de la ride se soit faite du sud vers le nord, notamment au Miocène supérieur, avec l'ouverture des bassins de Makonde et des Kerimbas entraînant une déconnexion entre les canyons et les chenaux turbiditiques, excepté au nord et au sud de la ride, où le chenal de Tanzanie et le chenal de St-Lazare drainent respectivement les écoulements de ces deux bassins.

Le système source-to-sink du Rovuma-Rufiji, présente de nombreuses similitudes avec son voisin le plus proche, le système du Zambèze. En effet, ils présentent tous les deux une alimentation multi-canyons et un chenal turbiditique dont la morphologie et les dimensions sont très similaires. Disposant d'une histoire géologique commune, avec de grandes phases de rifting se succédant et impactant à la fois les bassins versants et le domaine marin, la compréhension du fonctionnement de ces deux grands systèmes permet de mieux appréhender l'étude de la sédimentation terrigène sur des marges dont l'histoire géologique est relativement complexe et a fortement évolué au cours du temps.

Afin d'approfondir nos connaissances sur la sédimentation du système du Rovuma-Rufiji, des carottes sédimentaires seraient nécessaires, à proximité du chenal, dans sa partie supérieure et sa partie inférieure, afin de mieux contraindre son fonctionnement. Une étude bathymétrique de la partie proximale du système turbiditique serait nécessaire afin de bien mettre en évidence les échanges entre les canyons et les bassins intra-pentes tels que le bassin

de Kilwa et le bassin de Makonde. De même, la zone des lobes mériterait d'être cartographiée plus précisément, au travers de données de réflectivité et de bathymétrie. La mise en évidence de dépôt sableux jusqu'à la plaine abyssale de Somalie peut s'avérer d'une grande d'importance dans l'étude et la compréhension des réservoirs pétroliers potentiels sur la marge est-africaine.

La façade nord de l'océan Indien

Ces travaux de thèse ont permis de donner pour la première fois un aperçu à différentes échelles spatio-temporelles du fonctionnement sédimentaire du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre :

- (1) A l'échelle de l'Holocène, dans le chenal actif avec la mise en évidence de plusieurs phases d'activité turbiditique, en lien avec de nombreux forçages interagissant sur la sédimentation profonde : la position du niveau marin, la période d'intensification de la mousson indo-asiatique, la mise en place du delta subaquatique sur le plateau continental, la migration des bras des fleuves, ou encore l'activité anthropique ;
- (2) A l'échelle du dernier cycle climatique, avec la mise en évidence d'une alimentation enregistrée dans la partie médiane et la partie distale du système, uniquement en période de bas niveau marin ;
- (3) A l'échelle de plusieurs cycles climatiques, où l'enregistrement de l'activité turbiditique diffère dans la partie médiane et dans la partie distale du système. En effet, si la partie distale semble alimentée uniquement en période de bas niveau marin, la partie médiane semblait alimentée même en période de haut niveau marin, avant le stade isotopique 5. La mise en place du canyon SoNG pendant le stade isotopique 6, en lien avec des forçages climatique et/ou eustatique, a pu permettre d'expliquer une déconnexion de la partie médiane à partir du stade isotopique 5 ;
- (4) Le forçage « mousson indo-asiatique » n'explique pas les fréquences d'activité turbiditique enregistrée dans les données. Cependant, lorsque le niveau marin est bas et permet une bonne connexion avec le système turbiditique, le signal de mousson peut potentiellement s'enregistrer dans les dépôts. De même, l'enregistrement sédimentaire haute résolution de 30 m enregistrant 600 ans d'activité sédimentaire sur le chenal actif a permis de montrer la présence de cyclicités centennale et décennale pouvant correspondre aux cyclicités de la mousson décrites précédemment par différents auteurs.

La position du niveau marin semble être le forçage prépondérant permettant d'expliquer les modulations de l'activité sédimentaire dans le système turbiditique. Un bas niveau marin permet une alimentation générale du système, une transgression engendre une concentration des écoulements dans un chenal actif, qui se développe de façon intense jusqu'à la déconnexion de l'embouchure des fleuves et de la tête du canyon. Le haut niveau marin cependant, ne provoque pas une déconnexion totale du chenal actif qui continue de recevoir des écoulements selon les variations climatiques, tectoniques, anthropiques agissant sur le système sédimentaire.

De la même manière que les deux systèmes source-to-sink de la façade ouest de l'océan Indien, les systèmes de la façade nord (Gange-Brahmapoutre et Indus) présentent également de nombreuses similitudes, de par leur histoire géodynamique commune. La morphologie de ces systèmes est en effet très similaire, en raison des forçages climatique et tectonique qui influencent les bassins versants : large delta, plateau continental étendu, canyon principal, nombreux systèmes chenaux-levées dans les systèmes turbiditiques profonds, très étendus.

La collision Inde/Eurasie qui entraîna la surrection de la chaîne himalayenne a conditionné la mise en place de ces systèmes et la mousson indo-asiatique a fortement influencé leurs décharges. Si le climat et la tectonique ont joué étroitement dans la production et le transfert sédimentaire jusqu'aux embouchures des fleuves, la position du niveau marin semble avoir été décisive dans l'activité sédimentaire enregistrée dans les systèmes turbiditiques.

Afin de comprendre au mieux ces systèmes turbiditiques majeurs et notamment le système du Gange-Brahmapoutre, de nouvelles données doivent être acquises. L'expédition IODP 354 réalisée au printemps 2015, va permettre de fournir une reconstitution précieuse de l'agencement des systèmes chenaux-levées et de leur fonctionnement, dans la partie distale du système turbiditique, sur plusieurs millions d'années, en lien avec les grandes variations climatiques et tectoniques.

L'étude d'un transect de carottages et de sismique très haute résolution dans la partie médiane du système permettrait de comprendre l'agencement des différents chenaux, qui semblent se mettre en place très rapidement (ie. chenal actif) et ainsi de mieux appréhender l'histoire sédimentaire de l'ensemble du système à une résolution temporelle plus fine (10^4 - 10^5 ans).

L'approche source-to-sink

L'utilisation d'une approche source-to-sink dans l'étude des systèmes turbiditiques indiens a permis de montrer l'importance des segments continentaux et marins proximaux (bassins versants, plateau continental et pente) sur l'architecture et le fonctionnement sédimentaire des systèmes turbiditiques profonds :

- (1) La mise en place des reliefs du rift est-africain et de la chaîne himalayenne ont en partie conditionné le climat continental ainsi que la position et l'évolution des bassins versants.
- (2) Sur la marge tanzanienne, la morphologie de la pente conditionne la morphologie et les exports sédimentaires vers le chenal turbiditique et la zone de lobes dans la plaine abyssale de Somalie.
- (3) Dans la baie du Bengale, le plateau continental joue un rôle de zone tampon très important sur les transferts sédimentaires vers le Bengal fan, selon la position du niveau marin.

Il paraît donc important de nos jours, de prendre en compte tous les « segments » de ces systèmes sédimentaires, en essayant de comprendre l'ensemble des facteurs pouvant contrôler leur activité sédimentaire respective. Cela passe par une compréhension des forçages, agissant sur chacun des segments, selon une échelle de temps donnée. En effet, les forçages à prendre en compte dans l'étude de la sédimentation turbiditique profonde ne seront pas les mêmes si l'on étudie un enregistrement de 500 ans, ou de 500 000 ans. Ainsi, l'étude d'un système turbiditique nécessite d'être intégrée dans un modèle plus régional, dans lequel il faudrait réussir à déconvoluer l'ensemble des forçages afin d'en comprendre le fonctionnement.

Références

- Aikman, A.B., Harrison, T.M., Lin, D., 2008. Evidence for Early (> 44 Ma) Himalayan Crustal Thickening, Tethyan Himalaya, southeastern Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 14–23. doi:10.1016/j.epsl.2008.06.038.
- Alam, M., 1989. Geology and depositional history of Cenozoic sediments of the Bengal Basin of Bangladesh. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 69, 125–139.
- Alam, M., Curray, J.R., Rahman Chowdhury, M.L., Royhan Gani, M., 2003. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history. *Sedim Geol* 155, 179–208.
- Albaric, J., Déverchère, J., Petit, C., Perrot, J., Le Gall, B., 2009. Crustal rheology and depth distribution of earthquakes: Insights from the central and southern East African Rift System. *Tectonophysics, Role of magmatism in continental lithosphere extension* 468, 28–41. doi:10.1016/j.tecto.2008.05.021.
- Albaric, J., Perrot, J., Déverchère, J., Deschamps, A., Le Gall, B., Ferdinand, R.W., Petit, C., Tiberi, C., Sue, C., Songo, M., 2010. Contrasted seismogenic and rheological behaviours from shallow and deep earthquake sequences in the North Tanzanian Divergence, East Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 799–811. doi:10.1016/j.jafrearsci.2009.09.005.
- Allen, P.A., 1997. *Earth surface processes*. John Wiley & Sons.
- Allison, M.A., 1998. Geologic framework and environmental status of the Ganges-Brahmaputra delta. *J. Coast. Res.* 14, 826.
- Allison, M.A., Khan, S.R., Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., 2003. Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges–Brahmaputra lower delta plain. *Sediment. Geol., Sedimentary Geology of the Bengal Basin, Bangladesh, in relation to the Asia-Greater India collision and the evolution of the eastern Bay of Bengal* 155, 317–342. doi:10.1016/S0037-0738(02)00185-9.
- Anand, A., Jain, A.K., 1987. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics* 133, 105–120. doi:10.1016/0040-1951(87)90284-8.
- Anoop, A., Prasad, S., Basavaiah, N., Brauer, A., Shahzad, F., Deenadayalan, K., 2012. Tectonic versus climate influence on landscape evolution: a case study from the upper Spiti valley, NW Himalaya. *Geomorphology* 145, 32–44.
- B**abonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467. doi:10.1016/S0264-8172(02)00009-0.
- Banerjee, P.K., 1993. Imprints of late quaternary climatic and sea level changes on East and South Indian coast. *Geo-Mar. Lett.* 13, 56–60. doi:10.1007/BF01204393.
- Bassias, Y., Leclaire, L., 1990. The Davie Ridge in the Mozambique Channel: Crystalline basement and intraplate magmatism. *Neues Jahrb. Für Geol. Paläontol.* 4, 67–90.
- Bassias, Y., 1992. Petrological and geochemical investigation of rocks from the Davie fracture zone (Mozambique Channel) and some tectonic implications. *J. Afr. Earth Sci. Middle East* 15, 321–339. doi:10.1016/0899-5362(92)90018-8.
- Bastia, R., Das, S., Radhakrishna, M., 2010. Pre- and post-collisional depositional history in the upper and middle Bengal fan and evaluation of deepwater reservoir potential along the northeast Continental Margin of India. *Mar. Pet. Geol.* 27, 2051–2061. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.04.007.
- Béchenec, F., Le Métour, J., Rabu, D., Bourdillon-de-Grissac, C., De Wever, P., Beurrier, M. t, Villey, M., 1990. The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 49, 213–223.
- Berkelhammer, M., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F., Yoshimura, K., 2012. An abrupt shift in the Indian monsoon 4000 years ago. *Clim. Landsc. Civiliz.* 75–88.
- Bird, B.W., Polisar, P.J., Lei, Y., Thompson, L.G., Yao, T., Finney, B.P., Bain, D.J., Pompeani, D.P., Steinman, B.A., 2014. A Tibetan lake sediment record of Holocene Indian summer monsoon variability. *Earth Planet. Sci. Lett.* 399, 92–102. doi:10.1016/j.epsl.2014.05.017.
- Blaauw, M., 2010. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quat. Geochronol.* 5, 512–518.
- Blackman, R.B., Tukey, J.W., 1958. The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communications Engineering — Part I. *Bell Syst. Tech. J.* 37, 185–282. doi:10.1002/j.1538-7305.1958.tb03874.x.

- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landf.* 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261.
- Bolton, C.T., Chang, L., Clemens, S.C., Kodama, K., Ikehara, M., Medina-Elizalde, M., Paterson, G.A., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Yamamoto, Y., 2013. A 500,000 year record of Indian summer monsoon dynamics recorded by eastern equatorial Indian Ocean upper water-column structure. *Quat. Sci. Rev.* 77, 167–180.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G., Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Publ. Online* 19 Novemb. 1992. Doi101038360245a0 360, 245–249. doi:10.1038/360245a0.
- Bonneau, L., Jorry, S.J., Toucanne, S., Silva Jacinto, R., Emmanuel, L., 2014. Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea. *J. Geol.* 122, 687–703. doi:10.1086/677844.
- Bookhagen, B., Burbank, D.W., 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 115, F03019. doi:10.1029/2009JF001426.
- Bouma, A.H., Kuenen, P.H., Shepard, F.P., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation.* Elsevier Amsterdam.
- Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E., 1985. *Submarine fans and related turbidite systems.* Springer-Verlag New York.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Ellouz-Zimmermann, N., Schneider, J., 2008. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel. *Mar. Geol.* 255, 179–185. doi:10.1016/j.margeo.2008.09.002.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M.A., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010a. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. *Mar. Geol.* 274, 187–208. doi:10.1016/j.margeo.2010.04.005.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J.-L., Garlan, T., Van Toer, A., Mas, V., Ellouz-Zimmermann, N., 2010b. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Lobes Deep-Sea Turbid. Syst.* 229, 144–159. doi:10.1016/j.sedgeo.2009.03.009.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., Lallemand, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology* 58, 376–406. doi:10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Rodriguez, M., Fournier, M., Garlan, T., Chamot-Rooke, N., 2013. Late Quaternary megaturbidites of the Indus Fan: Origin and stratigraphic significance. *Mar. Geol.* 336, 10–23. doi:10.1016/j.margeo.2012.11.011.
- Bourillet, J.-F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on quality of the recovery. Presented at the offshore site investigation and geotechnics, Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, Society of Underwater Technology.
- Bouvet, A., Vidal, L., Tachikawa, K., 2009. Variabilité des apports terrigènes au large de la Tanzanie au cours du Quaternaire. Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et de l'Environnement (CEREGE).
- Bradley, D.C., 2008. Passive margins through earth history. *Earth-Sci. Rev.* 91, 1–26. doi:10.1016/j.earscirev.2008.08.001.
- Brownfield, M.E., Schenk, C.J., Charpentier, R.R., Klett, T.R., Cook, T.A., Pollastro, R.M., Tennyson, M.E., 2012. Assessment of undiscovered oil and gas resources of four East Africa Geologic Provinces (No. 2327–6932). US Geological Survey.
- Burg, J.P., 1972. The relationship between maximum entropy spectra and maximum likelihood spectra. *Geophysics* 37, 375–376.
- Burgess, P.M., Hovius, N., 1998. Rates of delta progradation during highstands: consequences for timing of deposition in deep-marine systems. *J. Geol. Soc.* 155, 217–222.
- Burnett, A.P., Soreghan, M.J., Scholz, C.A., Brown, E.T., 2011. Tropical East African climate change and its relation to global climate: A record from Lake Tanganyika, Tropical East Africa, over the past 90+ kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Southern hemisphere tropical climate over the past 145ka: Results of the Lake Malawi Scientific Drilling Project, East Africa* 303, 155–167. doi:10.1016/j.palaeo.2010.02.011.

- Cai, Y., Zhang, H., Cheng, H., An, Z., Lawrence Edwards, R., Wang, X., Tan, L., Liang, F., Wang, J., Kelly, M., 2012. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth Planet. Sci. Lett.* 335–336, 135–144. doi:10.1016/j.epsl.2012.04.035.
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 433–444. doi:10.1016/j.epsl.2011.06.019.
- Caley, T., Roche, D.M., Renssen, H., 2014. Orbital Asian summer monsoon dynamics revealed using an isotope-enabled global climate model. *Nat. Commun.* 5.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F., Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Mar. Geol.* 206, 119–146. doi:10.1016/j.margeo.2004.02.003.
- Carmichael, S.M., Akhter, S., Bennett, J.K., Fatimi, M.A., Hosein, K., Jones, R.W., Longacre, M.B., Osborne, M.J., Tozer, R.S.J., 2009. Geology and hydrocarbon potential of the offshore Indus Basin, Pakistan. *Pet. Geosci.* 15, 107–116. doi:10.1144/1354-079309-826.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M.H., Hancox, P.J., 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *J. Afr. Earth Sci., Phanerozoic Evolution of Africa* 43, 211–253. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.007.
- Chauhan, O.S., Patil, S.K., Suneethi, J., 2004. Fluvial influx and weathering history of the Himalayas since Last Glacial Maxima-isotopic, sedimentological and magnetic records from the Bay of Bengal. *Indian Academy of Sciences.*
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice Age Terminations. *Science* 326, 248–252. doi:10.1126/science.1177840.
- Cheng, H., Zhang, P.Z., Spötl, C., Edwards, R.L., Cai, Y.J., Zhang, D.Z., Sang, W.C., Tan, M., An, Z.S., 2012. The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years. *Geophys. Res. Lett.* 39, L01705. doi:10.1029/2011GL050202.
- Childers, D.G., 1978. *Modern spectrum analysis.* IEEE Computer Society Press.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Phaneroz. Evol. Afr.* 43, 379–410. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.
- Clark, M., Schoenbohm, L., Royden, L., Whipple, K., Burchfiel, B., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chen, L., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics* 23.
- Clark, M.K., House, M., Royden, L., Whipple, K., Burchfiel, B., Zhang, X., Tang, W., 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology* 33, 525–528.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Mar. Geol.* 201, 35–51. doi:10.1016/s0025-3227(03)00207-x.
- Clift, P., Gaedicke, C., Edwards, R., Lee, J.I., Hildebrand, P., Amjad, S., White, R.S., Schluter, H.U., 2002. The stratigraphic evolution of the Indus Fan and the history of sedimentation in the Arabian Sea. *Mar. Geophys. Res.* 23, 223–245. doi:10.1023/a:1023627123093.
- Clift, P.D., Giosan, L., Blusztajn, J., Campbell, I.H., Allen, C., Pringle, M., Tabrez, A.R., Danish, M., Rabbani, M.M., Alizai, A., Carter, A., Lückge, A., 2008. Holocene erosion of the Lesser Himalaya triggered by intensified summer monsoon. *Geology* 36, 79–82. doi:10.1130/G24315A.1.
- Clift, P.D., Plumb, R.A., 2008. *The Asian monsoon: causes, history and effects.* Cambridge University Press Cambridge.
- Clift, P.D., Giosan, L., Henstock, T.J., Tabrez, A.R., 2014. Sediment storage and reworking on the shelf and in the Canyon of the Indus River-Fan System since the last glacial maximum. *Basin Res.* 26, 183–202. doi:10.1111/bre.12041.
- Clift, P., Giosan, L., 2014. Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin. *Basin Res.* 26, 369–386.
- Cochran, J., Stow, D., 1987. 32. Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal fan sedimentation at the ODP leg 116 sites S1. Presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results, The Program, p. 397.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1987. Reconstruction of Madagascar and Africa - Evidence from the Davie fracture zone and western Somali basin. *J. Geophys. Res.-Solid Earth Planets* 92, 9385–9406. doi:10.1029/JB092iB09p09385.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1988. Evolution of the conjugate East African - Madagascan margins and the western Somali Basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 226, 1–79. doi:10.1130/SPE226-p1.
- Coffin, M.F., Rabinowitz, P.D., 1992. *The Mesozoic East African and Madagascan conjugate continental margins: stratigraphy and tectonics: chapter 12: African and Mediterranean Margins.*
- Coleman, J.M., Wright, L., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies.
- Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A., Kissel, C., 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 647–660.

- Collett, T.S., Boswell, R., Cochran, J.R., Kumar, P., Lall, M., Mazumdar, A., Ramana, M.V., Ramprasad, T., Riedel, M., Sain, K., Sathe, A.V., Vishwanath, K., 2014. Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01. *Mar. Pet. Geol.*, Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01 58, Part A, 3–28. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.07.021.
- Contreras-Rosales, L.A., Jennerjahn, T., Tharammal, T., Meyer, V., Lückge, A., Paul, A., Schefuß, E., 2014. Evolution of the Indian Summer Monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka. *Quat. Sci. Rev.* 102, 133–148. doi:10.1016/j.quascirev.2014.08.010.
- Covault, J.A., Graham, S.A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology* 38, 939–942.
- Covault, J., 2011. Submarine fans and canyon-channel systems: a review of processes, products, and models. *Nat. Educ. Knowl.* 3, 4.
- Coynel, A., Seyler, P., Etcheber, H., Meybeck, M., Orange, D., 2005. Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19.
- Craig, T., Jackson, J., Priestley, K., McKenzie, D., 2011. Earthquake distribution patterns in Africa: their relationship to variations in lithospheric and geological structure, and their rheological implications. *Geophys. J. Int.* 185, 403–434.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *Spec. Publ.-Geol. Soc. Lond.* 267, 51.
- Cullen, J.L., 1981. Microfossil evidence for changing salinity patterns in the Bay of Bengal over the last 20 000 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35, 315–356.
- Curry, J.R., Moore, D.G., 1971. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 563–572.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., Raitt, R.W., 1982. Structure, Tectonics, and Geological History of the Northeastern Indian Ocean, in: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins*. Springer US, pp. 399–450.
- Curry, J.R., 1991. Possible greenschist metamorphism at the base of a 22-km sedimentary section, Bay of Bengal. *Geology* 19, 1097–1100.
- Curry, J.R., 1994. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 371–383. doi:10.1016/0012-821X(94)90227-5.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Mar. Pet. Geol.* 19, 1191–1223. doi:10.1016/s0264-8172(03)00035-7.
- Curry, J.R., 2014. The Bengal Depositional System: From rift to orogeny. *Mar. Geol.* 352, 59–69. doi:10.1016/j.margeo.2014.02.001.
- D**amuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *AAPG Bull.* 72, 885–911.
- Damuth, J.E., Kowsmann, R.O., Flood, R.D., Belderson, R.H., Gorini, M.A., 1983. Age relationships of distributary channels on Amazon deep-sea fan: Implications for fan growth pattern. *Geology* 11, 470–473. doi:10.1130/0091-7613(1983)11<470:ARODCO>2.0.CO;2.
- Damuth, J., Flood, R., Pirmez, C., Manley, P., 1995. Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (Sea Beam), high-resolution seismic and piston-core data. *Atlas Deep Water Environ.* 105–121.
- Danforth, A., Granath, J., Gross, J., Horn, B., McDonough, K.-J., Sterne, E., 2012. Deepwater Fans Across a Transform Margin, offshore east Africa. *Geo Expro*.
- Dauteuil, O., Bouffette, J., Toteu, F., de Lamotte, D.F., 2009. Visages du continent africain: éléments de géologie africaine. *Commission de la carte géologique du monde*.
- De Madron, X.D., Ferré, B., Le Corre, G., Grenz, C., Conan, P., Pujo-Pay, M., Buscail, R., Bodirot, O., 2005. Trawling-induced resuspension and dispersal of muddy sediments and dissolved elements in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Cont. Shelf Res.* 25, 2387–2409.
- Delvaux, D., Kervyn, F., Macheyeke, A.S., Temu, E.B., 2012. Geodynamic significance of the TRM segment in the East African Rift (W-Tanzania): Active tectonics and paleostress in the Ufipa plateau and Rukwa basin. *J. Struct. Geol.* 37, 161–180. doi:10.1016/j.jsg.2012.01.008.
- Dewangan, P., Basavaiah, N., Badesab, F.K., Usapkar, A., Mazumdar, A., Joshi, R., Ramprasad, T., 2013. Diagenesis of magnetic minerals in a gas hydrate/cold seep environment off the Krishna–Godavari basin, Bay of Bengal. *Mar. Geol.* 340, 57–70. doi:10.1016/j.margeo.2013.04.016.
- Dietz, R.S., 1953. Possible Deep-Sea Turbidity-Current Channels in the Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 64, 375–378. doi:10.1130/0016-7606(1953)64[375:PDTCTI]2.0.CO;2.

- Dill, H., Khadka, D., Khanal, R., Dohrmann, R., Melcher, F., Busch, K., 2003. Infilling of the younger Kathmandu–Banepa intermontane lake basin during the Late Quaternary (Lesser Himalaya, Nepal): a sedimentological study. *J. Quat. Sci.* 18, 41–60.
- Doose-Rolinski, H., Rogalla, U., Scheeder, G., Lückge, A., von Rad, U., 2001. High-resolution temperature and evaporation changes during the Late Holocene in the northeastern Arabian Sea. *Paleoceanography* 16, 358–367. doi:10.1029/2000PA000511.
- Dortch, J.M., Dietsch, C., Owen, L.A., Caffee, M.W., Ruppert, K., 2011. Episodic fluvial incision of rivers and rock uplift in the Himalaya and Transhimalaya. *J. Geol. Soc.* 168, 783–804. doi:10.1144/0016-76492009-158.
- Droz, L., Mougenot, D., 1987. Mozambique upper fan; origin of depositional units. *AAPG Bull.* 71, 1355–1365.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 253–269. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<0253:MAREOT>2.3.CO;2.
- Dubi, A., Zanzibar, T., 2000. Coastal erosion. *Present State Knowl. Mar. Sci. Tanzan. Synth. Rep. Tanzan. Coast. Manag. Partnersh. Sci. Tech. Work. Group* 5–42.
- Duplessy, J.C., 1982. Glacial to interglacial contrasts in the northern Indian Ocean.
- Dutta, K., Bhushan, R., Somayajulu, B.L.K., 2001. ΔR correction values for the northern Indian Ocean. *Radiocarbon* 43, 483–488.
- Dykoski, Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 233, 71–86. doi:10.1016/j.epsl.2005.01.036.
- Dypvik, H., Harris, N.B., 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+Rb)/Sr ratios. *Chem. Geol.* 181, 131–146. doi:10.1016/S0009-2541(01)00278-9.
- E**binger, C., 2012. Evolution of the Cenozoic East African rift system: Cratons, plumes, and continental breakup. *Reg. Geol. Tecton. Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins Phaneroz. Rift Syst. Sediment. Basins* 133.
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewoński, A., 2012. The global CMT project 2004–2010: centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.* 200, 1–9.
- Ellouz-Zimmermann, N., Lallemand, S.J., Castilla, R., Mouchot, N., Leturmy, P., Battani, A., Buret, C., Chérel, L., Desaubliaux, G., Deville, E., Ferrand, J., Lügge, A., Mahieux, G., Mascle, G., Mühr, P., Pierson-Wickmann, A.C., Robion, P., Schmitz, J., Danish, M., Hasany, S., Shahzad, A., Tabreez, A., 2007. Offshore Frontal Part of the Makran Accretionary Prism: The Chamak Survey (Pakistan), in: Lacombe, O., Roure, F., Lavé, J., Vergés, J. (Eds.), *Thrust Belts and Foreland Basins*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 351–366.
- Emmel, F.J., Curran, J.R., 1983. The Bengal Submarine Fan, Northeastern Indian ocean. *Geo-Mar. Lett.* 3, 119–124.
- Emmel, B., Kumar, R., Ueda, K., Jacobs, J., Daszinnies, M.C., Thomas, R.J., Matola, R., 2011. Thermochronological history of an orogen-passive margin system: An example from northern Mozambique. *Tectonics* 30, TC2002. doi:10.1029/2010TC002714.
- Erfemeijer, P.L.A., Hamerlynck, O., 2005. Die-Back of the Mangrove *Heritiera littoralis* Dryand, in the Rufiji Delta (Tanzania) Following El Niño Floods. *J. Coast. Res.* 228–235.
- Ericson, J.P., Vörösmarty, C.J., Dingman, S.L., Ward, L.G., Meybeck, M., 2006. Effective sea-level rise and deltas: causes of change and human dimension implications. *Glob. Planet. Change* 50, 63–82.
- F**auquembergue, K., 2014. Contrôle de l'activité turbiditique dans le bassin profond du Gange-Brahmapoutre au cours des derniers 300 000 ans. Rapport de stage, Université de Bordeaux.
- Fellah, 1981. Nannofossiles calcaires et stratigraphie de la couverture sédimentaire des rides de Davie et du Mozambique dans l'Océan Indien.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., Matter, A., 2003. Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science* 300, 1737–1739. doi:10.1126/science.1083130.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J., Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer New York, pp. 415–433.

- Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Zorzi, C., Malaizé, B., Bassinot, F., Jousain, R., Colin, C., Moreno, E., Leparmentier, F., 2016, in press. The Bengal fan: external controls on the Holocene Active Channel turbidite activity. *The Holocene*.
- France-Lanord, C., Derry, L., Michard, A., 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 74, 603–621. doi:10.1144/GSL.SP.1993.074.01.40.
- Francis, J., 1992. Physical processes in the Rufiji delta and their possible implications on the mangrove ecosystem. *Hydrobiologia* 247, 173–179. doi:10.1007/bf00008216.
- Francus, P., Karabanov, E., 2000. A computer-assisted thin-section study of Lake Baikal sediments: a tool for understanding sedimentary processes and deciphering their climatic signal. *Int. J. Earth Sci.* 89, 260–267.
- Franke, D., Jokat, W., Ladage, S., Stollhofen, H., Klimke, J., Lutz, R., Mahanjane, E.S., Ehrhardt, A., Schreckenberger, B., 2015. The offshore East African Rift System: Structural framework at the toe of a juvenile rift. *Tectonics* 34, 2015TC003922. doi:10.1002/2015TC003922.
- Franzinelli, E., Potter, P.E., 1983. Petrology, chemistry, and texture of modern river sands, Amazon River system. *J. Geol.* 23–39.
- Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K.A., Bingen, B., Collins, A.S., Fowler, A.R., Ghebreab, W., Hauzenberger, C.A., Johnson, P.R., Kusky, T.M., Macey, P., Muhongo, S., Stern, R.J., Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 86, 65–106. doi:10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004.
- G**aina, C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J., Medvedev, S., Werner, S.C., Labails, C., 2013. The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics, Progress in understanding the South Atlantic margins* 604, 4–25. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.037.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. Denudation and uplift at passive margins: the record on the Atlantic Margin of southern Africa. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci.* 357, 835–859. doi:10.1098/rsta.1999.0354.
- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic Slope and Base-of-Slope Depositional Systems: Component Facies, Stratigraphic Architecture, and Classification. *AAPG Bull.* 82, 569–595.
- Galy, A., France-Lanord, C., Derry, L.A., 1996. The Late Oligocene–Early Miocene Himalayan belt constraints deduced from isotopic compositions of Early Miocene turbidites in the Bengal Fan. *Tectonophysics* 260, 109–118.
- Galy, A., France-Lanord, C., 2001. Higher erosion rates in the Himalaya: Geochemical constraints on riverine fluxes. *Geology* 29, 23–26.
- Garcia, M., Parker, G., 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* 245, 393–396.
- Garidel-Thoron, T. de, Beaufort, L., Bassinot, F., Henry, P., 2004. Evidence for large methane releases to the atmosphere from deep-sea gas-hydrate dissociation during the last glacial episode. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 101, 9187–9192. doi:10.1073/pnas.0402909101.
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 19, 189–211. doi:10.1016/S0277-3791(99)00061-X.
- Genik, G., 1993. Petroleum geology of Cretaceous–Tertiary rift basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *AAPG Bull.* 77, 1405–1434.
- Gibbs, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 1203–1232.
- Giosan, L., Clift, P., Blusztajn, J., Tabrez, A., Constantinescu, S., Filip, F., 2006. On the control of climate- and human-modulated fluvial sediment delivery on river delta development: the Indus. Presented at the AGU Fall Meeting Abstracts, p. 4.
- Giosan, L., Clift, P.D., Macklin, M.G., Fuller, D.Q., Constantinescu, S., Durcan, J.A., Stevens, T., Duller, G.A., Tabrez, A.R., Gangal, K., 2012. Fluvial landscapes of the Harappan civilization. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 109, E1688–E1694.
- Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 254, 9–27. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.017.
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 1999. Holocene and modern sediment budgets for the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for highstand dispersal to flood-plain, shelf, and deep-sea depocenters. *Geology* 27, 559–562. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0559:HAMSBF>2.3.CO;2.

- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000a. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges–Brahmaputra delta. *Sediment. Geol.* 133, 227–248. doi:10.1016/S0037-0738(00)00041-5.
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., 2000b. Enormous Ganges-Brahmaputra sediment discharge during strengthened early Holocene monsoon. *Geology* 28, 1083–1086. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<1083:egsdds>2.0.co;2.
- Goodbred, S.L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sediment. Geol.* 162, 83–104.
- Goodbred, S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S., Sarker, M.H., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges–Brahmaputra delta sequence. *Sediment. Geol.* 155, 301–316.
- Goodbred, S.L., Paolo, P.M., Ullah, M.S., Pate, R.D., Khan, S.R., Kuehl, S.A., Singh, S.K., Rahaman, W., 2014. Piecing together the Ganges-Brahmaputra-Meghna River delta: Use of sediment provenance to reconstruct the history and interaction of multiple fluvial systems during Holocene delta evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.* 126, 1495–1510.
- Govil, P., Naidu, P.D., 2008. Late Quaternary changes in depositional processes along the western margin of the Indus Fan. *Geo-Mar. Lett.* 28, 1–6.
- Graham, S., 2011. Source-to-sink in the stratigraphic record: Capturing the long-term, deep-time evolution of sedimentary systems. Presented at the AGU Chapman Conference Program, pp. 32–33.
- Grant, K., Rohling, E., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Ramsey, C.B., Satow, C., Roberts, A., 2012. Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 [thinsp] years. *Nature* 491, 744–747.
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., Williams, F., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. *Nat. Commun.* 5, 5076. doi:10.1038/ncomms6076.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354–357. doi:10.1038/nature01340
- Gupta, A.K., 2004. Origin of agriculture and domestication of plants and animals linked to early Holocene climate amelioration. *Curr. Sci.* 87, 54–59.
- Gupta, A.K., Das, M., Anderson, D.M., 2005. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene. *Geophys. Res. Lett.* 32, L17703. doi:10.1029/2005GL022685.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Pandey, D.N., Singhvi, A.K., 2006. Adaptation and human migration, and evidence of agriculture coincident with changes in the Indian summer monsoon during the Holocene. *Curr. Sci.* 90, 1082–1090.
- H**ait, A.K., Behling, H., 2008. Holocene mangrove and coastal environmental changes in the western Ganga–Brahmaputra Delta, India. *Veg. Hist. Archaeobotany* 18, 159–169. doi:10.1007/s00334-008-0203-5
- Han, W., Fang, X., Yang, S., King, J., 2010. Differences between East Asian and Indian monsoon climate records during MIS3 attributed to differences in their driving mechanisms: Evidence from the loess record in the Sichuan basin, southwestern China and other continental and marine climate records. *Quat. Int.* 218, 94–103.
- Harlander, U., Ridderinkhof, H., Schouten, M.W., de Ruijter, W.P.M., 2009. Long-term observations of transport, eddies, and Rossby waves in the Mozambique Channel. *J. Geophys. Res. Oceans* 114, C02003. doi:10.1029/2008JC004846.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Mar. Geol.* 285, 69–86.
- Heezen, B., Menzies, R., Schneider, E., Ewing, W., Granelli, N., 1964. Congo submarine canyon. *AAPG Bull.* 48, 1126–1149.
- Heezen, B.C., Tharp, M., 1964. Physiographic Diagram of the Indian Ocean: The Red Sea, the South China Sea, the Sulu Sea, and the Celebes Sea.
- Hill, P.R., 2012. Changes in submarine channel morphology and slope sedimentation patterns from repeat multibeam surveys in the Fraser River delta, western Canada. *Sediments Morphol. Sediment. Process. Cont. Shelves Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 44, 47–70.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R., Pirmez, C., 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility, and implications for flow processes. Presented at the Proceedings-Ocean Drilling Program Scientific Results, National Science Foundation, pp. 53–78.
- Hodges, K.V., 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 324–350. doi:10.1130/0016-7606(2000)112<324:TOTHAS>2.0.CO;2

- Hovius, N., 1998. Controls on sediment supply by large rivers. in *Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks*. SEPM Special Publ. 59, eds. K. W. Shanley & P. J. McCabe, pp. 3–16.
- Hübscher, C., Figueiredo Jr, A., Kruse, L., Spieß, V., 2002. High-resolution analysis of the deposition pattern on the Amazon sub-aquatic delta and outer continental shelf. *Mar. Geophys. Res.* 23, 209–222.
- Hübscher, C., Spiess, V., 2005. Forced regression systems tracts on the Bengal Shelf. *Mar. Geol.* 219, 207–218. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.037.
- Hübscher, C., Spiess, V., Breitzke, M., Weber, M.E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Mar. Geol.* 141, 125–145. doi:10.1016/s0025-3227(97)00066-2.
- I**mbrie, J., Imbrie, J.Z., 1980. Modeling the climatic response to orbital variations. *Science* 207, 943–953.
- Islam, M.S., Tooley, M.J., 1999. Coastal and sea-level changes during the Holocene in Bangladesh. *Quat. Int.* 55, 61–75. doi:10.1016/S1040-6182(98)00025-1.
- Ivanochko, T.S., Ganeshram, R.S., Brummer, G.-J.A., Ganssen, G., Jung, S.J., Moreton, S.G., Kroon, D., 2005. Variations in tropical convection as an amplifier of global climate change at the millennial scale. *Earth Planet. Sci. Lett.* 235, 302–314.
- J**egou, I., 2008. Etude de la transition chenel-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône. Université de Brest.
- Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Mar. Geol.* 252, 62–77. doi:10.1016/j.margeo.2008.03.004
- Jorissen, E., Babonneau, N., Dennielou, B., Toucanne, S., Robin, C., Droz, L., 2015. La sédimentation turbiditique Quaternaire dans le canal du Mozambique: Résultats préliminaires. Presented at the Association des Sédimentologues Français. 15ème congrès français de sédimentologie, p. 233.
- Joussain, R., Colin, C., Liu, Z., Meynadier, L., Fournier, L., Fauquembergue, K., Zaragosi, S., Schmidt, F., Rojas, V., Bassinot, F., 2016. Climatic control of sediment transport from the Himalayas to the proximal NE Bengal Fan during the last glacial-interglacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 148, 1–16.
- Just, J., Schefuß, E., Kuhlmann, H., Stuetz, J.-B.W., Pätzold, J., 2014. Climate induced sub-basin source-area shifts of Zambezi River sediments over the past 17ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 410, 190–199.
- K**enyon, N.H., Amir, A., Cramp, A., 1995. Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan, in: Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Kenyon, N.H., Ricci Lucchi, F., Smith, R.D.A. (Eds.), *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. Chapman and Hall, London, pp. 89–93.
- Kessarkar, P.M., Rao, V.P., Ahmad, S.M., Patil, S.K., Kumar, A.A., Babu, G.A., Chakraborty, S., Rajan, R.S., 2005. Changing sedimentary environment during the Late Quaternary: Sedimentological and isotopic evidence from the distal Bengal Fan. *Deep-Sea Res. Part -Oceanogr. Res. Pap.* 52, 1591–1615. doi:10.1016/j.dsr.2005.01.009.
- Key, R.M., Smith, R.A., Smelror, M., Sæther, O.M., Thorsnes, T., Powell, J.H., Njange, F., Zandamela, E.B., 2008. Revised lithostratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic succession of the onshore Rovuma Basin, northern coastal Mozambique. *South Afr. J. Geol.* 111, 89–108. doi:10.2113/gssajg.111.1.89.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., Savoye, B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Mar. Geol.* 194, 151–158.
- Kneller, B., 2003. The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture. *Mar. Pet. Geol.* 20, 901–910. doi:10.1016/j.marpetgeo.2003.03.001.
- Kolla, V., Biscaye, P.E., 1973. Deep-sea zeolites: variations in space and time in the sediments of the Indian Ocean. *Mar. Geol.* 15, M11–M17. doi:10.1016/0025-3227(73)90017-0.
- Kolla, V., Henderson, L., Biscaye, P.E., 1976a. Clay mineralogy and sedimentation in the western Indian ocean. *Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 23, 949–961. doi:10.1016/0011-7471(76)90825-1.
- Kolla, V., Moore, D.G., Curray, J.R., 1976b. Recent bottom-current activity in the deep western Bay of Bengal. *Mar. Geol.* 21, 255–270.
- Kolla, V., Biscaye, P.E., 1977. Distribution and Origin of Quartz in the Sediments of the Indian Ocean. *J. Sediment. Res.* 47.

- Kolla, V., Kostecky, J.A., Henderson, L., Hess, L., 1980. Morphology and Quaternary sedimentation of the Mozambique Fan and environs, southwestern Indian Oceans*. *Sedimentology* 27, 357–378. doi:10.1111/j.1365-3091.1980.tb01188.x.
- Kolla, V., Coumes, F., 1985. Indus Fan, Indian Ocean, in: Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer New York, pp. 129–136.
- Kolla, V., Bandyopadhyay, A., Gupta, P., Mukherje, B., Ramana, D.V., 2012. Morphology and Internal Structure of a Recent Upper Bengal Fan-Valley Complex, in: Prather, B.E., Deptuck, M.E., Mohrig, D., Hoorn, B.V., Wynn, R.B. (Eds.), *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues*. SEPM Special Publication.
- Komar, P.D., 1973. Continuity of turbidity current flow and systematic variations in deep-sea channel morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3329–3338.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1477.
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., Spiess, V., 2003. Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 50, 979–1001. doi:10.1016/s0967-0645(02)00616-1.
- Krishna, K., 2003. Structure and evolution of the Afanasy Nikitin seamount, buried hills and 85 E Ridge in the northeastern Indian Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 209, 379–394.
- Krishna, K., Bull, J., Scrutton, R., 2001. Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere. *Geology* 29, 715–718.
- Kudrass, H.R., Michels, K.H., Wiedicke, M., Suckow, A., 1998. Cyclones and tides as feeders of a submarine canyon off Bangladesh. *Geology* 26, 715–718. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0715:CATAFO>2.3.CO;2.
- Kudrass, H.R., Hofmann, A., Doose, H., Emeis, K., Erlenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y. *Geology* 29, 63–66. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0063:MAAOCC>2.0.CO;2.
- Kuehl, S.A., Hariu, T.M., Moore, W.S., 1989. Shelf sedimentation off the Ganges-Brahmaputra river system: Evidence for sediment bypassing to the Bengal fan. *Geology* 17, 1132–1135.
- Kuehl, S.A., Levy, B.M., Moore, W.S., Allison, M.A., 1997. Subaqueous delta of the Ganges-Brahmaputra river system. *Mar. Geol.* 144, 81–96. doi:10.1016/S0025-3227(97)00075-3.
- Kuehl, S.A., Allison, M.A., Goodbred, S.L., Kudrass, H., 2005. The Ganges-Brahmaputra Delta. *Spec. Publ.-SEPM* 83, 413.
- Kuenen, P.H., Migliorini, C., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *J. Geol.* 91–127.
- Kumar, S., Wesnousky, S.G., Rockwell, T.K., Briggs, R.W., Thakur, V.C., Jayangondaperumal, R., 2006. Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 1978–2012 111.
- L**a Fond, E., 1958. The Swatch of No Ground. *Bull. Natl. Inst. Sci. India* 11, 84–89.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 111, 15296–15303. doi:10.1073/pnas.1411762111
- Lambeck, K., Woodroffe, C.D., Antonioli, F., Anzidei, M., Gehrels, W.R., Laborel, J., Wright, A.J., 2010. Paleoenvironmental records, geophysical modelling, and reconstruction of sea level trends and variability on centennial and longer timescales. *Underst. Sea Level Rise Var.* 61–121.
- Lancelot, Y., 1996. MOZAPHARE-MD104 Cruise, RV Marion Dufresne, <http://dx.doi.org/10.17600/96200060>.
- Landurain, S., Droz, L., Marsset, T., Robin, C., Olu, K., 2015. Le système turbiditique du Zambèze : architecture et évolution récente. Presented at the Association des Sédimentologues Français. 15ème congrès français de sédimentologie, p. 249.
- Laraque, A., Olivry, J.-C., 1996. Evolution de l'hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique des transports solides et dissous. *IAHS Publ.* 271–288.
- Laraque, A., Castellanos, B., Steiger, J., Lòpez, J.L., Pandi, A., Rodriguez, M., Rosales, J., Adèle, G., Perez, J., Lagane, C., 2013. A comparison of the suspended and dissolved matter dynamics of two large inter-tropical rivers draining into the Atlantic Ocean: the Congo and the Orinoco. *Hydrol. Process.* 27, 2153–2170.
- Lavé, J., Avouac, J., 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 106, 26561–26591.
- Law, C., 2011. Northern Mozambique: True “Wildcat” Exploration in East Africa. *AAPG Search Discov. Artic.* 110157.

- Leclaire, L., Bassias, Y., Clocchiatti, M., Ségoufin, J., 1989. La Ride de Davie dans le Canal de Mozambique: approche stratigraphique et géodynamique. *Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre* 308, 1077–1082.
- Lee, T.-Y., Lawver, L.A., 1995. Cenozoic plate reconstruction of Southeast Asia. *Tectonophysics* 251, 85–138.
- Li, H.Y., Zhang, S.H., Fang, N.Q., Wang, H.Q., 2006. Magnetic records of Core MD77-181 in the Bay of Bengal and their paleoenvironmental implications. *Chin. Sci. Bull.* 51, 1884–1893. doi:10.1007/s11434-006-2057-5.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, n/a-n/a. doi:10.1029/2004pa001071.
- Lisitzin, A.P., Rodolfo, K.S., 1972. Sedimentation in the world ocean with emphasis on the nature, distribution and behavior of marine suspensions. *society of Economic Paleontologists and Mineralogists*.
- Liu, X., Rendle-Bühning, R., Henrich, R., 2016. Climate and sea-level controls on turbidity current activity on the Tanzanian upper slope during the last deglaciation and the Holocene. *Quat. Sci. Rev.* 133, 15–27. doi:10.1016/j.quascirev.2015.12.002.
- Loncke, L., Gaullier, V., Droz, L., Ducassou, E., Migeon, S., Mascle, J., 2008. Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: A general overview. *Mar. Pet. Geol.* 26, 633–646. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.03.010.
- Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2008. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Mar. Pet. Geol.* 26, 711–723. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.02.010.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204. doi:10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x.
- Lupker, M., France-Lanord, C., Galy, V., Lavé, J., Kudrass, H., 2013. Increasing chemical weathering in the Himalayan system since the Last Glacial Maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 365, 243–252.
- M**acgregor, D., 2015. History of the development of the East African Rift System: A series of interpreted maps through time. *J. Afr. Earth Sci.* 101, 232–252. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.09.016.
- Mahanjane, E.S., 2014. The Davie Fracture Zone and adjacent basins in the offshore Mozambique Margin – A new insights for the hydrocarbon potential. *Mar. Pet. Geol.* 57, 561–571. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.06.015.
- Mahanjane, E.S., Franke, D., 2014. The Rovuma Delta deep-water fold-and-thrust belt, offshore Mozambique. *Tectonophysics* 614, 91–99. doi:10.1016/j.tecto.2013.12.017.
- Malaizé, B., Joly, C., Vénec-Peyré, M.T., Bassinot, F., Caillon, N., Charlier, K., 2006. Phase lag between Intertropical Convergence Zone migration and subtropical monsoon onset over the northwestern Indian Ocean during Marine Isotopic Substage 6.5 (MIS 6.5). *Geochem. Geophys. Geosystems* 7. doi:10.1029/2006gc001353.
- Malod, J.A., Mougenot, D., Raillard, S., Maillard, A., 1991. New constraints on the kinematics of Madagascar-tectonics structures of the Davie ridge. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II* 312, 1639–1646.
- Manley, P.L., Flood, R.D., 1988. Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. *AAPG Bull.* 72, 912–925.
- Marchant, R., Mumbi, C., Behera, S., Yamagata, T., 2007. The Indian Ocean dipole – the unsung driver of climatic variability in East Africa. *Afr. J. Ecol.* 45, 4–16. doi:10.1111/j.1365-2028.2006.00707.x.
- Marsset, T., Droz, L., Dennielou, B., Pichon, E., 2009. Cycles in the architecture of the Quaternary Zaire turbidite system: a possible link with climate. *Extern. Controls Deep-Water Depositional Syst.* 89–106.
- Martín, J., Puig, P., Palanques, A., Masqué, P., García-Orellana, J., 2008. Effect of commercial trawling on the deep sedimentation in a Mediterranean submarine canyon. *Mar. Geol.* 252, 150–155.
- Martins, O., Probst, J.-L., 1991. Biogeochemistry of Major African Rivers: Carbon and Mineral Transport-Chapter 6.
- Mascle, J., Zitter, T., Bellaiche, G., Droz, L., Gaullier, V., Loncke, L., 2001. The Nile deep sea fan: preliminary results from a swath bathymetry survey. *Mar. Pet. Geol.* 18, 471–477. doi:10.1016/S0264-8172(00)00072-6.
- Matthews, N.E., Smith, V.C., Costa, A., Durant, A.J., Pyle, D.M., Pearce, N.J.G., 2012. Ultra-distal tephra deposits from super-eruptions: Examples from Toba, Indonesia and Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Quat. Int.* 258, 54–79. doi:10.1016/j.quaint.2011.07.010.
- McDonough, K.-J., Bouanga, E., Pierard, C., Horn, B., Emmet, P., Gross, J., Danforth, A., Sterne, N., Granath, J., 2013. Wheeler-transformed 2D seismic data yield fan chronostratigraphy of offshore Tanzania. *Lead. Edge* 32, 162–170. doi:10.1190/le32020162.1.
- Menard Jr, H.W., 1955. Deep-sea channels, topography, and sedimentation. *AAPG Bull.* 39, 236–255.

- Messieh, S., Rowell, T., Peer, D., Cranford, P., 1991. The effects of trawling, dredging and ocean dumping on the eastern Canadian continental shelf seabed. *Cont. Shelf Res.* 11, 1237–1263.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., 1999. Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes. *Basin Res.* 11, 293–303.
- Meynadier, L., Valet, J.P., Grousset, F.E., 1995. Magnetic properties and origin of upper Quaternary sediments in the Somali basin, Indian Ocean. *Paleoceanography* 10, 459–472. doi:10.1029/94pa03151.
- Michels, K.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Suckow, A., Wiedicke, M., 1998. The submarine delta of the Ganges–Brahmaputra: cyclone-dominated sedimentation patterns. *Mar. Geol.* 149, 133–154. doi:10.1016/S0025-3227(98)00021-8.
- Michels, K.H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H.R., Kottke, B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon “Swatch of No Ground” (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res. Part II-Top. Stud. Oceanogr.* 50, 1003–1022. doi:10.1016/s0967-0645(02)00617-3.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *science* 310, 1293–1298.
- Milliman, J., Quraishie, G., Beg, M., 1984. Sediment discharge from the Indus River to the ocean: past, present and future. *Mar. Geol. Oceanogr. Arab. Sea Coast. Pak.* 65–70.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis.* Cambridge University Press.
- Moore, A.E., Cotterill, F.P.D., Main, M.P.L., Williams, H.B., 2008. The Zambezi River, in: *Large Rivers: Geomorphology and Management.* Gupta.
- Moore, G.T., 1969. Interaction of rivers and oceans--Pleistocene petroleum potential. *AAPG Bull.* 53, 2421–2430.
- Morgan, J.P., McIntire, W.G., 1959. Quaternary geology of the Bengal basin, East Pakistan and India. *Geol. Soc. Am. Bull.* 70, 319–342.
- Morris, E.A., Hodgson, D.M., Brunt, R.L., Flint, S.S., 2014. Origin, evolution and anatomy of silt-prone submarine external levées. *Sedimentology* 61, 1734–1763. doi:10.1111/sed.12114.
- Moucha, R., Forte, A.M., 2011. Changes in African topography driven by mantle convection. *Nat. Geosci.* 4, 707–712. doi:10.1038/ngeo1235.
- Mougenot, D., Recq, M., Virlogeux, P., Lepvrier, C., 1986. Seaward extension of the East-African Rift. *Nature* 321, 599–603. doi:10.1038/321599a0.
- Mougenot, D., Hernandez, J., Virlogeux, P., 1989. Tectonic and volcanism in the submarine Kerimbas graben (Northern Mozambique continental margin). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 5, 401–409.
- Mougenot, D., Gennesseaux, M., Hernandez, J., Lepvrier, C., Malod, J.A., Raillard, S., Vanney, J.R., Villeneuve, M., 1991. The Mozambique ridge (Indian Ocean)-A continental fragment shaped during the transform motion of american and antarctic plates along east-africa. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. II* 312, 655–662.
- Mouzeo, K., 1986. Transport particulière actuel du fleuve Congo et de quelques affluents: enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie).
- Mpanda, S., 1997. Geological development of the East African coastal basin of Tanzania.
- Mugnier, J.L., Huyghe, P., Gajurel, A.P., Upreti, B.N., Jouanne, F., 2011. Seismites in the Kathmandu basin and seismic hazard in central Himalaya. *Tectonophysics* 509, 33–49. doi:10.1016/j.tecto.2011.05.012.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299. doi:10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x.
- Mulder, T., Etienne, S., 2010. Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Lobes Deep-Sea Turbid. Syst.* 229, 75–80. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.06.011.
- Mutti, E., 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. *Sédimentation Détritique Fluviale Littorale Mar.* 1, 353–419.
- Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences, in: *Provenance of Arenites.* Springer, pp. 65–93.
- Mutti, E., Normark, W.R., 1987. Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts, in: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology.* Springer Netherlands, pp. 1–38.
- Mutti, E., Normark, W.R., 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems, in: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems,* *Frontiers in Sedimentary Geology.* Springer New York, pp. 75–106.
- Mwalyosi, R.B., 1990. Resource potentials of the Rufiji River basin, Tanzania. *Ambio* 16–20.

- Nicholas, C.J., Pearson, P.N., McMillan, I.K.D., Ditchfield, P.W., Singano, J.M., 2007. Structural evolution of southern coastal Tanzania since the Jurassic. *J. Afr. Earth Sci.* 48, 273–297. doi:10.1016/j.jafrearsci.2007.04.003.
- Nicholson, S.E., 2000. The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. *Glob. Planet. Change, Paleomonsoon variations and terrestrial environmental change* 26, 137–158. doi:10.1016/S0921-8181(00)00040-0.
- Nittrouer, C., Kuehl, S., DeMaster, D., Kowsmann, R., 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 444–458.
- Nittrouer, C.A., Wright, L.D., 1994. Transport of particles across continental shelves. *Rev. Geophys.* 32, 85–113.
- Nittrouer, C.A., Kuehl, S.A., Sternberg, R.W., Figueiredo, A.G., Faria, L.E., 1995. An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Mar. Geol.* 125, 177–192.
- Normark, W.R., 1978. Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans: Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *AAPG Bull.* 62, 912–931.
- NSF (National Science Foundation), 2003. Margins Program, Science Plans 2004, MARGINS Office at Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, New York.
- Owen, L.A., Finkel, R.C., Caffee, M.W., 2002. A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 147–157.
- Pak, H., Zaneveld, J., Spinrad, R., 1984. Vertical distribution of suspended particulate matter in the Zaire river, estuary and plume. *Neth. J. Sea Res.* 17, 412–425.
- Palamenghi, L., Schwenk, T., Spiess, V., Kudrass, H.R., 2011. Seismostratigraphic analysis with centennial to decadal time resolution of the sediment sink in the Ganges-Brahmaputra subaqueous delta. *Cont. Shelf Res.* 31, 712–730. doi:10.1016/j.csr.2011.01.008
- Palanques, A., Martín, J., Puig, P., Guillén, J., Company, J., Sardà, F., 2006. Evidence of sediment gravity flows induced by trawling in the Palamós (Fonera) submarine canyon (northwestern Mediterranean). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 53, 201–214.
- Palanques, A., Puig, P., Guillén, J., Demestre, M., Martín, J., 2014. Effects of bottom trawling on the Ebro continental shelf sedimentary system (NW Mediterranean). *Cont. Shelf Res.* 72, 83–98.
- Pate, R.D., Goodbred Jr, S.L., Khan, S.R., 2009. Delta double-stack: juxtaposed Holocene and Pleistocene sequences from the Bengal Basin, Bangladesh. *Sedimen Rec* 7, 4–9.
- Percival, D.B., Walden, A.T., 1993. Spectral analysis for physical applications. Cambridge University Press.
- Phartiyal, B., Sharma, A., 2009. Soft-sediment deformation structures in the Late Quaternary sediments of Ladakh: Evidence for multiple phases of seismic tremors in the North western Himalayan Region. *J. Asian Earth Sci.* 34, 761–770. doi:10.1016/j.jseaes.2008.11.008.
- Phartiyal, B., Sharma, A., Srivastava, P., Ray, Y., 2009. Chronology of relict lake deposits in the Spiti River, NW Trans Himalaya: Implications to Late Pleistocene–Holocene climate-tectonic perturbations. *Geomorphology* 108, 264–272. doi:10.1016/j.geomorph.2009.02.018.
- Phillips, S.C., Johnson, J.E., Giosan, L., Rose, K., 2014. Monsoon-influenced variation in productivity and lithogenic sediment flux since 110 ka in the offshore Mahanadi Basin, northern Bay of Bengal. *Mar. Pet. Geol., Geologic implications of gas hydrates in the offshore of India: Results of the National Gas Hydrate Program Expedition 01 58, Part A*, 502–525. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.05.007.
- Pickering, J.L., Goodbred, S.L., Reitz, M.D., Hartzog, T.R., Mondal, D.R., Hossain, M.S., 2014. Late Quaternary sedimentary record and Holocene channel avulsions of the Jamuna and Old Brahmaputra River valleys in the upper Bengal delta plain. *Geomorphology* 227, 123–136.
- Pierau, R., Hanebuth, T.J., Krastel, S., Henrich, R., 2010. Late Quaternary climatic events and sea-level changes recorded by turbidite activity, Dakar Canyon, NW Africa. *Quat. Res.* 73, 385–392.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yirgu, G., Ayalew, T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology* 36, 167–170. doi:10.1130/g24233a.1.
- Pirmez, C., Flood, R., 1995. Morphology and structure of Amazon Channel. Presented at the Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports, Ocean Drilling Program, pp. 23–45.
- Poddar, M., 1952. Preliminary report of the Assam earthquake, 15th August, 1950. Central Book Department.

- Ponte, J.-P., Guillocheau, F., Robin, C., Dall'asta, M., Droz, L., Rabineau, M., Moulin, M., 2015. Le système sédimentaire du Zambèze, de la plaine côtière au cône sous-marin d'eau profonde : enregistrement des mouvements de la marge mozambicaine du Crétacé à l'actuel. Presented at the Association des Sédimentologues Français. 15ème congrès français de sédimentologie, p. 339.
- Ponte, J.-P., Robin, C., Guillocheau, F., Baby, G., Dall'asta, M., Al, E., 2016. The Zambezi sedimentary system (coastal plain - deep sea fan): a record of the vertical movements of the Mozambican margin since Cretaceous times. Presented at the European Geosciences Union General Assembly 2016, p. EGU2016-6928-1.
- Posamentier, H., Erskine, R., Mitchum Jr, R., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework, in: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer, pp. 127–136.
- Posamentier, H.W., Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *J. Sediment. Res.* 73, 367–388.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 395–412. doi:10.1130/0016-7606(1994)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 225–234. doi:10.1130/0016-7606(1996)108<0225:AMFTHE>2.3.CO;2.
- Prélat, A., Hodgson, D.M., Flint, S.S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology* 56, 2132–2154. doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01073.x.
- Prell, L., 1984. Monsoonal climate of the Arabian Sea during the late Quaternary: a response to changing solar radiation. Presented at the Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing, p. 349.
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 92, 8411–8425.
- Prins, M.A., Postma, G., 2000. Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. *Geology* 28, 375–378. doi:10.1130/0091-7613(2000)28<375:EOCSLA>2.0.CO;2.
- Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A., Kenyon, N.H., 2000. Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the late Quaternary: the Indus Fan. *Mar. Geol.* 169, 327–349. doi:10.1016/s0025-3227(00)00086-4.
- Puig, P., Palanques, A., Martín, J., 2014. Contemporary Sediment-Transport Processes in Submarine Canyons. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 6, 53–77. doi:10.1146/annurev-marine-010213-135037.
- R**adhakrishna, M., Rao, S., Nayak, S., Bastia, R., Twinkle, D., 2012. Early Cretaceous fracture zones in the Bay of Bengal and their tectonic implications: Constraints from multi-channel seismic reflection and potential field data. *Tectonophysics* 522, 187–197.
- Raillard, S., Mougénot, D., 1990. Les marges de l'Afrique de l'Est et les zones de fracture associées: chaîne Davie et ride du Mozambique = East African margins and associated fracture zones, Davie and Mozambique ridges [WWW Document]. URL <http://cat.inist.fr/?aModele=afficheN&cpsid=145487> (accessed 11.13.14).
- Rana, N., Bhattacharya, F., Basavaiah, N., Pant, R.K., Juyal, N., 2013. Soft sediment deformation structures and their implications for Late Quaternary seismicity on the South Tibetan Detachment System, Central Himalaya (Uttarakhand), India. *Tectonophysics* 592, 165–174. doi:10.1016/j.tecto.2013.02.020.
- Rao, V.P., Kessarkar, P.M., 2001. Geomorphology and geology of the Bay of Bengal and the Andaman Sea. *Indian Ocean Perspect.* 2, 817–868.
- Rashid, T., Suzuki, S., Sato, H., Monsur, M.H., Saha, S.K., 2013. Relative sea-level changes during the Holocene in Bangladesh. *J. Asian Earth Sci.* 64, 136–150. doi:10.1016/j.jseaes.2012.12.007.
- Reading, H.G., Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 78, 792–822.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP.
- Reitz, M.D., Pickering, J.L., Goodbred, S.L., Paola, C., Steckler, M.S., Seeber, L., Akhter, S.H., 2015. Effects of tectonic deformation and sea level on river path selection: Theory and application to the Ganges-Brahmaputra-Meghna River Delta. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 120, 2014JF003202. doi:10.1002/2014JF003202.

- Richards, M., Bowman, M., 1998. Submarine fans and related depositional systems ii: variability in reservoir architecture and wireline log character. *Mar. Pet. Geol.* 15, 821–839. doi:10.1016/S0264-8172(98)00042-7.
- Rigaut, F., 1997. Analyse et évolution récente d'un système turbiditique méandrique: l'éventail profond du Zaïre. PhD Brest Univ. Fr.
- Rimington, N., 1999. Sands of the Amazon Fan. PhD thesis, Cardiff University, p156.
- Roberts, E.M., Stevens, N.J., O'Connor, P.M., Dirks, P.H.G.M., Gottfried, M.D., Clyde, W.C., Armstrong, R.A., Kemp, A.I.S., Hemming, S., 2012. Initiation of the western branch of the East African Rift coeval with the eastern branch. *Nat. Geosci.* 5, 289–294. doi:10.1038/ngeo1432
- Rogers, K.G., Goodbred, S.L., 2010. Mass failures associated with the passage of a large tropical cyclone over the Swatch of No Ground submarine canyon (Bay of Bengal). *Geology* 38, 1051–1054. doi:10.1130/G31181.1.
- Rogers, K.G., 2012. Spatial and temporal sediment distribution from river mouth to remote depocenters in the Ganges-Brahmaputra delta, Bangladesh. PhD thesis, Vanderbilt University.
- Rogers, K.G., Goodbred Jr., S.L., Mondal, D.R., 2013. Monsoon sedimentation on the “abandoned” tide-influenced Ganges–Brahmaputra delta plain. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 131, 297–309. doi:10.1016/j.ecss.2013.07.014.
- Rogers, K.G., Goodbred, S.L., Khan, S.R., 2015. Shelf-to-canyon connections: Transport-related morphology and mass balance at the shallow-headed, rapidly aggrading Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Mar. Geol.* 369, 288–299.
- Rowley, D.B., Currie, B.S., 2006. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* 439, 677–681. doi:10.1038/nature04506.
- S**ahabi, M., 1993. Un modèle général de d'évolution de l'océan indien. PhD, Université de Bretagne Occidentale.
- Said, A., Moder, C., Clark, S., Abdelmalak, M.M., 2015. Sedimentary budgets of the Tanzania coastal basin and implications for uplift history of the East African rift system. *J. Afr. Earth Sci.* 111, 288–295. doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.08.012.
- Salman, G., Abdula, I., 1995. Development of the Mozambique and Ruvuma sedimentary basins, offshore Mozambique. *Sediment. Geol., Selected Topics Relating to the Indian Ocean Basins and Margins* 96, 7–41. doi:10.1016/0037-0738(95)00125-R.
- Saraswat, R., Nigam, R., Correge, T., 2014. A glimpse of the Quaternary monsoon history from India and adjoining seas. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 397, 1–6. doi:10.1016/j.palaeo.2013.11.001.
- Sarkar, A., Ramesh, R., Bhattacharya, S.K., Rajagopalan, G., 1990. Oxygen isotope evidence for a stronger winter monsoon current during the last glaciation. *Nature* 343, 549–551. doi:10.1038/343549a0.
- Sarkar, S., Prasad, S., Wilkes, H., Riedel, N., Stebich, M., Basavaiah, N., Sachse, D., 2015. Monsoon source shifts during the drying mid-Holocene: Biomarker isotope based evidence from the core “monsoon zone” (CMZ) of India. *Quat. Sci. Rev.* 123, 144–157. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.020.
- Satterfield, W.M., Behrens, E., 1990. A late Quaternary canyon/channel system, northwest Gulf of Mexico continental slope. *Mar. Geol.* 92, 51–67.
- Savoie, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.-F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.-C., Floch, G., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Kuhn, H., Landuré, J.-Y., Lasnier, C., Le Drezen, E., Le Formal, J.-P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouzé, H., Ondreas, H., Pelleau, P., Saget, P., Séranne, M., Sibuet, J.-C., Tofani, R., Voisset, M., 2000. Structure et évolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers résultats scientifiques des missions d'exploration Zaïango1 & 2 (marge Congo–Angola). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 211–220. doi:10.1016/S1251-8050(00)01385-9.
- Scholz, C.A., Cohen, A.S., Johnson, T.C., King, J., Talbot, M.R., Brown, E.T., 2011. Scientific drilling in the Great Rift Valley: The 2005 Lake Malawi Scientific Drilling Project — An overview of the past 145,000 years of climate variability in Southern Hemisphere East Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Southern hemisphere tropical climate over the past 145ka: Results of the Lake Malawi Scientific Drilling Project, East Africa* 303, 3–19. doi:10.1016/j.palaeo.2010.10.030.
- Schott, F.A., Dengler, M., Schoenefeldt, R., 2002. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. *Prog. Oceanogr.* 53, 57–103. doi:10.1016/s0079-6611(02)00039-3.
- Schulz, H., Lückge, A., Emeis, K.-C., Mackensen, A., 2011. Variability of Holocene to Late Pleistocene Zambezi riverine sedimentation at the upper continental slope off Mozambique, 15°–21°S. *Mar. Geol.* 286, 21–34. doi:10.1016/j.margeo.2011.05.003.

- Schwenk, T., Spieß, V., Hübscher, C., Breitzke, M., 2003. Frequent channel avulsions within the active channel–levee system of the middle Bengal Fan—an exceptional channel–levee development derived from Parasound and Hydrosweep data. *Bay Bengal* 50, 1023–1045. doi:10.1016/S0967-0645(02)00618-5.
- Schwenk, T., Spieß, V., Breitzke, M., Hübscher, C., 2005. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active channel–levee system imaged by high-resolution seismic data. *Mar. Pet. Geol.* 22, 637–656. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.01.007.
- Schwenk, T., Spieß, V., 2009. Architecture and stratigraphy of the Bengal Fan as response to tectonic and climate revealed from high-resolution seismic data. *Extern. Controls Deep-Water Depositional Syst.* 92, 107–132.
- Scrutton, R., 1982. Crustal structure and development of sheared passive continental margins. *Dyn. Passive Margins* 133–140.
- Segoufin, J., Patriat, P., 1980. Existence d’anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. *CR Acad Sci Paris* 291, 85–88.
- Selley, R.C., Cocks, R., Plimer, I., 2004. *Encyclopedia of geology*. Academic Press.
- Seyler, P., Coynel, A., Moreira-Turcq, P., Etcheber, H., Colas, C., Orange, D., Bricquet, J.-P., Laraque, A., Guyot, J.-L., Olivry, J.-C., 2005. Organic carbon transported by the Equatorial rivers: example of Congo-Zaire and Amazon basins. *Soil Eros. Carbon Dyn.* 255–274.
- Shanmugam, G., Moiola, R., McPherson, J., O’Connell, S., 1988. Comparison of turbidite facies associations in modern passive-margin Mississippi fan with ancient active-margin fans. *Sediment. Geol.* 58, 63–77.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., 1988. Submarine fans: Characteristics, models, classification, and reservoir potential. *Earth-Sci. Rev.* 24, 383–428. doi:10.1016/0012-8252(88)90064-5.
- Shanmugam, G., Moiola, R., 1991. Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications (1). *AAPG Bull.* 75, 156–179.
- Shukla, U., Singh, I., Sharma, M., Sharma, S., 2001. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga Megafan. *Sediment. Geol.* 144, 243–262.
- Simpson, E., Schlich, R., 1974. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 25. Wash. DC US Gov. Print. Off.
- Sinclair, H.D., Tomasso, M., 2002. Depositional Evolution of Confined Turbidite Basins. *J. Sediment. Res.* 72, 451–456. doi:10.1306/111501720451.
- Singh, I., Rajagopalan, G., Agarwal, K., Srivastava, P., Sharma, M., Sharma, S., 1997. Evidence of Middle to Late Holocene neotectonic activity in the Ganga Plain. *Curr. Sci.* 73, 1114–1117.
- Singh, P., Jain, S., 2002. Snow and glacier melt in the Satluj River at Bhakra Dam in the western Himalayan region. *Hydrol. Sci. J.* 47, 93–106.
- Sinha, A., Cannariato, K.G., Stott, L.D., Li, H.-C., You, C.-F., Cheng, H., Edwards, R.L., Singh, I.B., 2005. Variability of Southwest Indian summer monsoon precipitation during the Bølling-Ållerød. *Geology* 33, 813–816. doi:10.1130/G21498.1.
- Sioli, H., 1975. Tropical river: the Amazon. *River Ecol.* 1, 461–488.
- Skene, K.I., Piper, D.J.W., Hill, P.S., 2002. Quantitative analysis of variations in depositional sequence thickness from submarine channel levees. *Sedimentology* 49, 1411–1430. doi:10.1046/j.1365-3091.2002.00506.x
- Skinner, L.C., McCave, I.N., 2003. Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics. *Mar. Geol.* 199, 181–204. doi:10.1016/s0025-3227(03)00127-0
- Sømme, T.O., Helland-Hansen, W., Martinsen, O.J., Thurmond, J.B., 2009. Relationships between morphological and sedimentological parameters in source-to-sink systems: a basis for predicting semi-quantitative characteristics in subsurface systems. *Basin Res.* 21, 361–387. doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00397.x.
- Southon, J., Kashgarian, M., Fontugne, M., Metivier, B., Yim, W.W.-S., 2002. Marine reservoir corrections for the Indian Ocean and Southeast Asia. *Radiocarbon* 44, 167–180.
- Srivastava, P., Bhakuni, S.S., Luirei, K., Misra, D.K., 2009. Morpho-sedimentary records at the Brahmaputra River exit, NE Himalaya: climate–tectonic interplay during the Late Pleistocene–Holocene. *J. Quat. Sci.* 24, 175–188. doi:10.1002/jqs.1190.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., 2007. Chapter Two Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments, in: *Developments in Marine Geology*. Elsevier, pp. 63–98.
- Storey, M., Roberts, R.G., Saidin, M., 2012. Astronomically calibrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for the Toba supereruption and global synchronization of late Quaternary records. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 109, 18684–18688.
- Stow, D.A., Howell, D.G., Nelson, C.H., 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls, in: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. Springer, pp. 15–22.
- Stow, D.A.V., Cochran, J.R., 1989. The Bengal Fan: Some preliminary results from ODP drilling. *Geo-Mar. Lett.* 9, 1–10. doi:10.1007/BF02262812.

- Stow, D.A., Amano, K., Batson, B., Brass, G.W., Corrigan, J., Raman, C., Tiercelin, J.-J., Townsend, M., Wijayananda, N., 1990. 31. Sediment facies and processes on the distal Bengal Fan, Leg 116. *Cochran JR Stow DAV Al Proc. Ocean Drill. Proj. Leg 116*, 377–396.
- Stow, D.A.V., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Mar. Pet. Geol.* 17, 125–135. doi:10.1016/S0264-8172(99)00064-1.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric ^{14}C : an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene* 3, 289–305. doi:10.1177/095968369300300401.
- Subrahmanyam, C., Thakur, N., Rao, T.G., Khanna, R., Ramana, M., Subrahmanyam, V., 1999. Tectonics of the Bay of Bengal: new insights from satellite-gravity and ship-borne geophysical data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 237–251.
- Summerfield, M., Hulton, N., 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.- Ser.- 99*, 13–871.
- Sun, Y., Clemens, S.C., An, Z., Yu, Z., 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quat. Sci. Rev.* 25, 33–48.

- T**homas, B., Despland, P., Holmes, L., 2012. Submarine Sediment Distribution Patterns within the Bengal Fan System, Deep Water Bengal Basin, India. AAPG presentation, Singapore.
- Thompson, L.G., Yao, T., Davis, M.E., Henderson, K.A., Mosley-Thompson, E., Lin, P.-N., Beer, J., Synal, H.-A., Cole-Dai, J., Bolzan, J.F., 1997. Tropical Climate Instability: The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. *Science* 276, 1821–1825. doi:10.1126/science.276.5320.1821.
- Thomson, D.J., 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proc. IEEE* 70, 1055–1096.
- Thu, M.K., Tokuyama, H., Murayama, M., 2001. HINDOO cruise deep-sea channel survey in the Bay of Bengal. *J. Geol. Soc. Jpn.* 107.
- Tierney, J.E., Russell, J.M., Huang, Y., Damsté, J.S.S., Hopmans, E.C., Cohen, A.S., 2008. Northern Hemisphere Controls on Tropical Southeast African Climate During the Past 60,000 Years. *Science* 322, 252–255. doi:10.1126/science.1160485
- Tierney, J.E., Russell, J.M., Huang, Y., 2010. A molecular perspective on Late Quaternary climate and vegetation change in the Lake Tanganyika basin, East Africa. *Quat. Sci. Rev.* 29, 787–800. doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.030
- Törnqvist, T.E., Wortman, S.R., Mateo, Z.R.P., Milne, G.A., Swenson, J.B., 2006. Did the last sea level lowstand always lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux? *J. Geophys. Res.* 111. doi:10.1029/2005jf000425.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S.J., Jouet, G., Cremer, M., 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Mar. Geol.* 303–306, 137–153. doi:10.1016/j.margeo.2012.02.008.
- Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M., 2000. The Global Monsoon as Seen through the Divergent Atmospheric Circulation. *J. Clim.* 13, 3969–3993. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3969:TGMAS>2.0.CO;2.

- U**mitsu, M., 1993. Late quaternary sedimentary environments and landforms in the Ganges Delta. *Sediment. Geol.* 83, 177–186. doi:10.1016/0037-0738(93)90011-S.

- V**an der Lubbe, J. (H.) J. L., Tjallingii, R., Prins, M.A., Brummer, G.-J.A., Jung, S.J.A., Kroon, D., Schneider, R.R., 2014. Sedimentation patterns off the Zambezi River over the last 20,000 years. *Mar. Geol.* 355, 189–201. doi:10.1016/j.margeo.2014.05.012.
- Van Weering, T.C.E., Van Iperen, J., 1984. Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 95–113.
- Vangriesheim, A., Khripounoff, A., Crassous, P., 2009. Turbidity events observed in situ along the Congo submarine channel. Deep-Sea Benthic Ecosyst. *Equat. Afr. Margin Multidiscip. BIOZAIRE Program Contrib. Census Mar. Life* 56, 2208–2222. doi:10.1016/j.dsr2.2009.04.004.
- Vanney, J., Mougnot, D., 1986. Carte bathymétrique de l’Océan Indien: Marge Nord-Mozambique et Chaîne Davie: Publication Mission Recherche Terres Australes et Antarctiques Françaises. Paris Scale 1.
- Von Rad, U., Tahir, M., 1997. Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring. *Mar. Geol.* 138, 193–236. doi:10.1016/S0025-3227(96)00090-4.

- W**alford, H., White, N., Sydow, J., 2005. Solid sediment load history of the Zambezi Delta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 238, 49–63. doi:10.1016/j.epsl.2005.07.014.
- Wang, B., 2006. *The asian monsoon*. Springer Science & Business Media.
- Wang, P., Chen, J., Dai, F., Long, W., Xu, C., Sun, J., Cui, Z., 2014. Chronology of relict lake deposits around the Suwalong paleolandslide in the upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau: Implications to Holocene tectonic perturbations. *Geomorphology* 217, 193–203. doi:10.1016/j.geomorph.2014.04.027.
- Wang, Y.-J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z., Wu, J., Shen, C.-C., Dorale, J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science* 294, 2345–2348.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., He, Y., Kong, X., An, Z., Wu, J., Kelly, M.J., Dykoski, C.A., Li, X., 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* 308, 854–857.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–1093. doi:10.1038/nature06692.
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0315:agotbf>2.3.co;2.
- Weber, M.E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H.R., Erlenkeuser, H., 2003. Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties. *Sediment. Geol.* 155, 361–381. doi:10.1016/s0037-0738(02)00187-2.
- Webster, P.J., Magaña, V., Palmer, T., Shukla, J., Tomas, R., Yanai, M., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.* 103, 14451–14510.
- Wedepohl, K.H., Correns, C.W., 1969. *Handbook of geochemistry*.
- Wells, J.T., Coleman, J.M., 1985. *Deltaic morphology and sedimentology, with special reference to the Indus River delta*. DTIC Document.
- Wiedicke, M., Kudrass, H.-R., Hübscher, C., 1999. Oolitic beach barriers of the last Glacial sea-level lowstand at the outer Bengal shelf. *Mar. Geol.* 157, 7–18. doi:10.1016/S0025-3227(98)00162-5.
- Wien, K., Holz, C., Kölling, M., Schulz, H.D., 2006. Age models for pelagites and turbidites from the Cap Timiris Canyon off Mauritania. *Mar. Pet. Geol.* 23, 337–352. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.10.005.
- Wiles, E., Green, A., Watkeys, M., Jokat, W., 2016a. Zambezi continental margin: allocyclic and antecedent controls on sediment transport in the Mozambique Channel.
- Wiles, E., Green, A., Watkeys, M., Jokat, W., 2016b. Zambezi continental margin: allocyclic and antecedent controls on sediment transport in the Mozambique Channel., Presented at the EGU General Assembly 2016, EGU, Vienna, Austria.
- Williams, M.A., Clarke, M., 1984. Late Quaternary environments in north-central India.
- Woodroffe, C.D., Nicholls, R.J., Saito, Y., Chen, Z., Goodbred, S.L., 2006. Landscape variability and the response of Asian megadeltas to environmental change, in: *Global Change and Integrated Coastal Management*. Springer, pp. 277–314.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Bett, B.J., 2002a. Hydrodynamic significance of variable ripple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe-Shetland Channel. *Mar. Geol.* 192, 309–319.
- Wynn, R.B., Piper, D.J.W., Gee, M.J.R., 2002b. Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Mar. Geol.* 192, 59–78.
- Z**ahn, R., 2003. Global change: Monsoon linkages. *Nature* 421, 324–325. doi:10.1038/421324a.
- Zaragosi, S., Auffret, G., Faugères, J.-C., Garlan, T., Pujol, C., Cortijo, E., 2000. Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Mar. Geol.* 169, 207–237. doi:10.1016/S0025-3227(00)00054-2.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfume, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329. doi:10.1007/s00367-006-0048-9.
- Zorzi, C., Sanchez Goñi, M.F., Anupama, K., Prasad, S., Hanquiez, V., Johnson, J., Giosan, L., 2015. Indian monsoon variations during three contrasting climatic periods: The Holocene, Heinrich Stadial 2 and the last interglacial–glacial transition. *Quat. Sci. Rev.* 125, 50–60. doi:10.1016/j.quascirev.2015.06.009.